ION ZĂVOIANU

IV-9.362

MORFOMETRIA BAZINELOR HIDROGRAFICE



EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

ION ZĂVOIANU

MORFOMETRIA BAZINELOR HIDROGRAFICE

203617
B.C.U. - IASI

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA
București, 1978

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

I. 29830
Biblioteca de Geologie-Geografie
T. IV-9362

Morphometry of the hydrographic basins

Морфометрия гидрографических бассейнов

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA
Calea Victoriei 125, Sector 1, R—71021
București

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CUPRINS

pag.

Prefață 7
LISTA PRINCIPALELOR SIMBOLURI 9

SCURT ISTORIC AL CERCETĂRILOR 13
BAZINUL HIDROGRAFIC ÎN RAPORT CU TEORIA SISTEMULUI 16

Teoria sistemului general 16
Schimbul de masă și de energie cu mediul înconjurător 18

FORMAREA REȚELEI HIDROGRAFICE 29
ANALIZA MODELULUI DE DRENAJ 32

Sisteme de clasificare a rîurilor 32
Estimarea numărului de segmente de rîu 36

SUPRAFAȚA BAZINELOR HIDROGRAFICE 51

Corectarea proiecției cartografice a suprafeței 51
Dispunerea suprafețelor față de axa de drenaj 52
Suprafața necesară apariției bazinelor hidrografice de diferite ordine 53
Modelul morfometric al suprafețelor 59

DIMENSIUNILE DE LUNGIME 68

Lungimea rîurilor 68
Lungimea suprafeței bazinelor 79
Perimetrul bazinelor hidrografice 83

PARAMETRII CARE INCLUD DIMENSIUNI DE LUNGIME ȘI SUPRAFAȚĂ 94

Forma bazinelor hidrografice 94
Frecvența rîurilor 100
Densitatea de drenaj 102
Lungimea medie a scurgerii de pantă 110

PARAMETRII CARE INCLUD DIFERENȚE DE NIVEL 112

Diferențele de nivel dintre punctele extreme ale arterelor hidrografice 112
Diferențele de nivel ale bazinelor hidrografice 115

BCU "ST. CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

PARAMETRII REZULTAȚI DIN DIFERENȚE DE NIVEL ȘI LUNGIMI SAU SUPRAFEȚE 123

Panta albiilor de riu 123
Panta bazinelor hidrografice 128
Curbele hipsografice 136
Profilele longitudinale 141

LEGĂTURA DINTRE CARACTERISTICILE MORFOMETRICE ȘI CELE HIDROLOGICE 147

MODELELE MORFOMETRICE ALE BAZINULUI IALOMIȚA 155

Summary 165

Bibliografie 171

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

PREFAȚĂ

În etapa actuală, cînd problema cunoașterii și evaluării resurselor de apă apare ca o necesitate de prim ordin, bazinelor hidrografice, ca areale de formare și organizare a scurgerii superficiale, li se acordă o atenție sporită. În acest context se înscrie și prezenta lucrare, care, pornind de la principiile cauzalității și a interdependenței fenomenelor, analizează particularitățile morfometrice ale bazinelor hidrografice și ale rețelei de rîuri, ca rezultantă a unui lung proces în permanentă evoluție. Dimensionarea lor este direct legată de fluxul de materie și de energie care circulă în cuprinsul unui bazin hidrografic, pe fondul condițiilor geografice care dau individualitate fiecărui bazin. În felul acesta, morfometria nu poate fi redusă la o simplă enumerare de date, ci trebuie considerată ca ansamblu de relații atît între diferiții parametri morfometrici, cît și între aceștia și fluxul de materie pe de o parte și condițiile geografice pe de alta.

Rod al cercetărilor de teren și al prelucrării statistice a unui volum mare de date, această lucrare constituie un mod original de analiză și interpretare a caracteristicilor morfometrice. Ca urmare a studierii comparative a unui mare număr de bazine hidrografice, clasificate în sistemul Horton — Strahler, *și a aplicării celor mai noi cunoștințe în acest domeniu, s-au obținut o serie de rezultate care reprezintă o contribuție importantă a autorului la dezvoltarea acestui domeniu de cercetare.*

Prin rezultatele obținute autorul încearcă să răspundă unor critici aduse sistemului de clasificare Horton — Strahler *de ierarhizare a rețelei de rîuri și a bazinelor hidrografice. Pentru anumiți parametri morfometrici s-au găsit expresii matematice care se verifică și pot fi utilizate cu succes în activitatea practică. Astfel de relații noi se dau, de exemplu, pentru frecvența numărului de segmente de rîu, pentru densitatea de drenaj, lungimea și lățimea medie a bazinelor hidrografice, regula perimetrelor, panta medie a rețelei de drenaj dintr-un bazin hidrografic dat, pentru legătura dintre aceasta și panta medie a suprafeței bazinelor hidrografice etc. Prin modul de determinare și interpretare a caracteristicilor morfometrice, lucrarea constituie în același timp și un model de studiere a acestor particularități în scopul folosirii lor în studiile de hidrologie și de geomorfologie.*

Lucrarea Morfometria bazinelor hidrografice *reprezintă un studiu inedit pentru abordarea unor astfel de probleme și aduce contribuții originale ce interesează în egală măsură atît cercetarea fundamentală și aplicativă, cît și activitatea didactică.*

Rezultatele obținute de autor pot fi folosite cu succes în relațiile de generalizare teritorială a caracteristicilor hidrologice și chiar pentru procesele de formare și de transmitere a undelor de viitură. O astfel de lucrare este binevenită în momentul în care cunoașterea cît mai detaliată a bazinelor hidrografice se impune pentru rezolvarea în cele mai bune condițiuni a sarcinilor prioritare din planul național privind amenajarea complexă a bazinelor hidrografice. Prin profilul și caracterul său metodologic, lucrarea interesează atît pe geografii din cercetare și din proiectare, cît și pe cadrele didactice și studenții din învățămîntul de specialitate, precum și pe specialiștii din institutele de cercetare și proiectare din domeniul apelor, de aceea o considerăm binevenită și deosebit de utilă.

Prof. dr. doc. TIBERIU MORARIU,
membru corespondent al Academiei
R. S. România

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

LISTA PRINCIPALELOR SIMBOLURI

$N_{1...s}$ = Numărul segmentelor de rîu de ordinul $1...s$

$$N_1 = \sum_{i=1}^{n} N_{i_{(1)}} \text{ similar } N_2 = \sum_{i=1}^{n} N_{i_{(2)}} \cdots$$

R_c = raportul de confluenţă
N = numărul total de segmente de rîu din cadrul unui bazin adică :

$$N = \sum_{i=1}^{s} N_i = \sum_{i=1}^{n} N_{i_{(1)}} + \sum_{i=1}^{n} N_{i_{(2)}} + \cdots \sum_{i=1}^{n} N_{i_{(s-1)}} + N_s$$

F_r = suprafaţa reală a bazinului hidrografic
$F, (F_c)$ = proiecţia cartografică a suprafeţei
$f'_{1...s}$ = suprafaţa medie necesară apariţiei bazinelor de ordinul $1...s$

$$f'_1 = \frac{\sum_{i=1}^{n} F'_{i_{(1)}}}{\sum_{i=1}^{n} N_{i_{(1)}}} \text{ şi similar pentru ordinele superioare.}$$

$r_{f'}$ = raportul suprafeţelor medii necesare apariţiei bazinelor de ordine succesive

F_1 = suma suprafeţelor bazinale de ordinul 1. $F_1 = \sum_{i=1}^{n} F_{i_{(1)}}$

$$F_2 = \sum_{i=1}^{n} F_{i_{(2)}} \cdots Fs$$

R_F = raportul suprafeţelor însumate
f = suprafaţa medie
$f_{1...s}$ = suprafaţa medie a bazinelor de ordinul $1...s$

$$f_1 = \frac{\sum_{i=1}^{n} F_{i_{(1)}}}{\sum_{i=1}^{n} N_{i_{(1)}}} \text{ şi similar pentru } f_2, f_3 \cdots f_s$$

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

r_f = raportul suprafețelor medii

L_1 = suma lungimii cursurilor de ordinul 1

$$L_1 = \sum_{i=1}^{n} L_{i_{(1)}} \text{ și similar pentru } L_2, L_3 \ldots L_s$$

R_L = raportul lungimilor însumate

L = lunimea întregii rețele de drenaj dintr-un bazin dat

$$L = \sum_{i=1}^{n} L_{i_{(1)}} + \sum_{i=1}^{n} L_{i_{(2)}} + \ldots + \sum_{i=1}^{n} L_{i_{(s-1)}} + L_s$$

$l_{1\ldots s}$ = lungimea medie a cursurilor de ordinul $1 \ldots s$

$$l_1 = \frac{\sum_{i=1}^{n} L_{i_{(1)}}}{\sum_{i=1}^{n} N_{i_{(1)}}} \text{ și similar } l_2, l_3 \ldots l_{s-1}, l_s$$

r_l = raportul lugimilor medii

L_m = lungimea maximă a bazinului

$\bar{L}$ = lugimea medie a bazinului

B = lățimea medie a bazinului

P = perimetrul unui bazin hidrografic

$P_{1\ldots s}$ = suma perimetrelor bazinelor de ordinul $1 \ldots s$

$P_1 = \sum_{i=1}^{n} P_{i_{(1)}}$ și similar pentru restul bazinelor de ordine succesiv crescînde $P_2, P_3 \ldots P_s$

R_P = raportul sumei perimetrelor

$p_{1\ldots s}$ = perimetrul mediu al bazinelor de ordinul $1 \ldots s$

$$p_1 = \frac{\sum_{i=1}^{n} P_{i_{(1)}}}{\sum_{i=1}^{n} N_{i_{(1)}}} \text{ la fel pentru } p_2, p_3 \ldots p_s$$

r_p = raportul perimetrelor medii

R_f = raportul de formă al unui bazin hidrografic

RC = raportul de circularitate

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

D_r = densitatea segmentelor de rîu, sau frecvența rîurilor
D_d = densitatea de drenaj

C_v = coeficientul de variație $C_v = \dfrac{\sqrt{\dfrac{\Sigma(x-\bar{x})^2}{n}}}{\bar{x}}$

C_s = coeficientul de asimetrie $C_s = \dfrac{(x-\bar{x})^3}{ns^3}$

unde s este abaterea medie pătratică; $s = \sqrt{\dfrac{\Sigma(x-\bar{x})^2}{n}}$

l_0 = lungimea scurgerii de pantă
$H_{1...s}$ = suma diferențelor de nivel a cursurilor de ordinul $1...s$

$H_1 = \sum_{i=1}^{n} \Delta H_{i_{(1)}}$ și similar pentru ordinele superioare $H_2, H_3 \ldots H_s$

R_H = raportul sumei diferențelor de nivel
H = suma diferențelor de nivel a tuturor segmentelor de rîu de ordine succesive :

$$H = \Sigma\Delta H = \sum_{i=1}^{n} \Delta H_{i_{(1)}} + \sum_{i=1}^{n} \Delta H_{i_{(2)}} \ldots \sum_{i=1}^{n} \Delta H_{i_{(s-1)}} + \Delta H_s$$

$h_{1...s}$ = diferența de nivel medie a cursurilor de ordinul $1 \ldots s$

$h_1 = \dfrac{\sum_{i=1}^{n} \Delta H_{i_{(1)}}}{\sum_{i=1}^{n} N_{i_{(1)}}}$ și similar pentru ordinele superioare $h_2, h_3 \ldots h_{s-1}, h_s$

r_h = raportul diferențelor medii de nivel
H_{med} = altitudinea medie
H_{max} = altitudinea maximă
H_{min} = altitudinea minimă
R = înălțimea bazinului
R_{med} = înălțimea medie
$A_{1...s}$ = suma altitudinilor medii ale bazinelor de ordinul $1...s$

$A_1 = \sum_{i=1}^{n} H_{med\ i(1)}$ și similar pentru $A_2, A_3 \ldots A_s$

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

R_A = raportul altitudinilor însumate
$a_{1...s}$ = altitudinea medie a tuturor bazinelor de ordinul 1 ... s

$$a_1 = \frac{\sum_{i=1}^{n} H_{med\, i(1)}}{\sum_{i=1}^{n} N_{i_{(1)}}} \quad \text{și similar pentru } a_2,\ a_3 \ldots a_s$$

r_a = raportul altitudinilor medii
$i_{1...s}$ = panta medie a cursurilor de ordinul 1 ... s

$$i_1 = \frac{\sum_{i=1}^{n} \Delta H_{i_{(1)}}}{\sum_{i=1}^{n} L_{i_{(1)}}} \text{ sau } i_1 = \frac{h_1}{l_1} \text{ și similar pentru } i_2,\ i_3 \ldots i_s$$

r_i = raportul pantelor medii
$\bar{i}_r$ = panta medie a rețelei de drenaj
I_{med} = panta medie a bazinelor de drenaj
$I_{1...s}$ = suma pantelor medii ale bazinelor de ordinul 1 ... s

$$I_1 = \sum_{i=1}^{n} I_{i_{(1)}} \text{ la fel pentru } I_2,\ I_3 \ldots I_s$$

R_I = raportul sumei pantelor medii ale bazinelor.
$i_{b_{1...s}}$ = panta medie a bazinelor de ordinul 1...s

$$i_{b_1} = \frac{\sum_{i=1}^{n} I_{i_{(1)}}}{\sum_{i=1}^{n} N_{i_{(1)}}} \text{ și la fel } i_{b_2},\ i_{b_3} \ldots i_{b_s}$$

r_{i_b} = raportul pantelor medii ale bazinelor hidrografice
$Q_{1...s}$ = suma debitelor bazinelor de ordinul 1 ... s

$$Q_1 = \sum_{i=1}^{n} Q_{i_{(1)}} \text{ și similar } Q_2,\ Q_3 \ldots Q_s$$

R_Q = raportul debitelor însumate
$q_{1...s}$ = debitul mediu al bazinelor de ordinul 1 ... s

$$q_1 = \frac{\sum_{i=1}^{n} Q_{i_{(1)}}}{\sum_{i=1}^{n} N_{i_{(1)}}} \text{ și similar } q_2,\ q_3 \ldots q_s$$

r_q = raportul debitelor medii

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

SCURT ISTORIC AL CERCETĂRILOR

Măsurarea elementelor suprafeţei Pămîntului a constituit o preocupare cu rădăcini foarte adînci în istoria omenirii, legată fiind, în primul rînd, de cerinţele practice. Ea s-a dezvoltat la egipteni ca o necesitate a reconstituirii hotarelor dintre proprietăţi, şterse la fiecare inundaţie a Nilului. Atît aceste măsurători, cît şi cele necesare construirii impunătoarelor temple egiptene au constituit embrionul *geo-metriei*. Semnificaţia iniţială a noţiunii şi modul cum a evoluat această ştiinţă a măsurării Pămîntului în decursul istoriei şi cum a ajuns o ramură a matematicii sînt cunoscute. Deşi conţinutul actual al acestei ştiinţe este complet diferit de ceea ce reprezintă etimologia cuvîntului, este prea tîrziu pentru a mai încerca o revendicare a noţiunii pentru ştiinţele geografice.

În etapa actuală, geografia are însă absolută nevoie, pentru studiul suprafeţelor topografice, de o serie de date asupra formei şi dimensiunii acestora. Mai mult, pentru geografia cantitativă, folosirea unor date cît mai precise asupra formelor de relief apare ca o cerinţă atît pentru cercetarea fundamentală în scopul elaborării unor modele matematice, cît şi pentru activitatea practică.

Începe deci din ce în ce mai mult să se impună, ca o necesitate în geografie, *măsurarea formelor* sau *morfometria*. Dar morfometria nu este proprie numai geografiei. Ea se întîlneşte în egală măsură în toate ştiinţele care studiază formele lumii materiale. Botanica, zoologia, geologia, mineralogia, antropologia etc. nu pot face studii aprofundate fără a utiliza date de morfometrie.

Pentru a evita unele confuzii cînd vorbim despre morfometrie, considerăm necesar a adopta noţiunea de *geomorfometrie* folosită de M. E. Morisawa (1962), înţelegînd prin aceasta ştiinţa care se ocupă cu măsurarea formelor scoarţei terestre. Dealtfel, chiar la ora actuală, orice studiu de geomorfologie nu poate ignora valorile cantitative pe care le oferă geomorfometria chiar în cazul în care vorbim numai de o geomorfologie descriptivă.

Paralel cu dezvoltarea societăţii şi cu progresul ştiinţei, de-a lungul istoriei, au progresat proporţional şi metodele de investigaţie.

În epoca renaşterii, Leonardo da Vinci, în secolul al XVI-lea, şi Galileo Galilei, în secolul al XVII-lea, apreciau că profilul longitudinal al rîurilor se prezintă ca o curbă concavă. În secolele al XVII-lea şi al XVIII-lea, inginerii din Lombardia, arătînd că panta rîurilor depinde de debitul lichid, solid şi de forma albiei, stabileau un adevăr valabil şi în prezent.

În continuare, numărul oamenilor de ştiinţă care s-au preocupat, direct sau indirect, de probleme de morfometrie este mare şi a crescut vertiginos pe măsură ce ne apropiem de zilele noastre, încît numai simpla lor enumerare ar ocupa un spaţiu destul de voluminos. Dar contribuţia

fiecăruia, mare sau mică, s-a acumulat treptat la tezaurul general, încît în momentul de față această disciplină, cu metodele și principiile ei, este bine individualizată.

Astfel, principiul curbelor hipsometrice datează de la mijlocul secolului trecut. O serie de indici morfometrici care au valabilitate și în prezent au fost determinați cu zeci de ani în urmă și verificați în foarte multe cazuri. Au fost elaborate și lucrări de detaliu pentru a depista rolul și ponderea factorilor genetici asupra formei profilelor longitudinale (P. S. Jovanović, 1940).

Un cîștig substanțial pentru explicarea genetică a fenomenelor l-a constituit inversarea sistemului de clasificare a rețelei hidrografice, elaborat de R.E. Horton în 1945. Pregătirea matematică și buna fundamentare teoretică a fenomenelor au permis autorului citat să ajungă la relații matematice și să descopere o serie de legi de dezvoltare a rețelei de rîuri, valabile și în momentul de față.

Ultimul sfert de secol a avut un rol important pentru afirmarea cercetărilor morfometrice, pentru precizarea unor indici și aplicarea în geografie a modelelor matematice, a metodelor statistice, a teoriei sistemului general etc.

Folosirea acestui sistem de clasificare s-a extins destul de repede, patrimoniul geomorfometriei fiind substanțial îmbogățit prin lucrările mai multor cercetători americani, dintre care remarcăm : A. N. Strahler, (1952 a, b, 1956 a, b, 1957, 1958, 1964), S. A. Schumm (1956), J. T. Hack (1957), M. A. Melton (1958), M. E. Morisawa (1959, 1962, 1967) ș.a.

O atenție deosebită merită studiile elaborate de A.N. Strahler, care, după ce a completat sistemul de ierarhizare al rețelei hidrografice (1952 a) elaborat de R.E. Horton, a efectuat o serie de studii care au fundamentat matematic multe legi și noțiuni, apelînd la cunoștințe de matematici superioare și de fizică, la statistica matematică și la teoria sistemului.

Valoroase sînt și lucrările efectuate în Marea Britanie privind aplicarea în geografie și în special în geomorfologie a modelării matematice, a metodelor statistice și a teoriei sistemului general (R. J. Chorley, 1962; R.J. Chorley, P. Haggett, 1967; R.J. Chorley and B. A. Kennedy, 1971).

Școala franceză se remarcă în probleme de geomorfometrie, prin lucrările efectuate de către Centrul de geografie aplicată de la Strasbourg, care pune accentul pe folosirea factorilor fiziografici ai bazinelor pentru prevederea debitelor de apă (J. Tricart, F. Hirsch, 1960; F. Hirsch, 1961, 1963, 1965).

Școala rusă are o bogată experiență în studiul relațiilor morfometrice ale rețelei de rîuri, dar mai ales asupra morfometriei albiilor de rîu. Demne de remercat în acest sens sînt lucrările efectuate de N.I. Makaveev (1955) asupra albiei de rîu și eroziunii în bazinul aferent. Sînt astfel sintetizate, cu multă competență, cunoștințele acumulate pe plan mondial asupra acestei probleme. O contribuție originală, privind legătura dintre caracteristicile morfometrice și cele hidrologice ale rețelei de rîuri, a fost realizată în 1960 de către N. A. Rjaniţîn.

Geografii români au utilizat indicii morfometrici pentru soluționarea unor probleme de limnologie privind interpretarea tipurilor genetice de lacuri (P. Gâștescu, 1971), pentru caracterizarea din punct de vedere geomorfologic a anumitor regiuni naturale din țara noastră etc.

Elementele de morfometrie a bazinelor hidrografice au o foarte mare importanță pentru relațiile de generalizare teritorială, numărul lucrărilor în care acestea sînt folosite fiind foarte mare (T. Morariu, A. Savu, 1954, 1959; I. Ujvári, 1959, 1972).

Sistemul de clasificare elaborat de Horton a fost aplicat pentru prima dată, în țara noastră, la caracterizarea rețelei hidrografice dintre Ialomița și Trotuș, dovedindu-și și cu această ocazie valabilitatea și utilitatea practică (Gh. Platagea și Gh. Popa, 1962).

Din prelucrarea unui volum mare de date privitoare la numărul de rîuri, lungimea, suprafața și densitatea rețelei de rîuri pe țară și pe principalele bazine hidrografice, s-au obținut importante relații statistice (C. Diaconu, 1969).

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BAZINUL HIDROGRAFIC ÎN RAPORT CU TEORIA SISTEMULUI

Evoluţia oricărui bazin hidrografic este rezultatul interacţiunii dintre regimul fluxului de materie şi de energie care pătrunde şi circulă în limitele lui şi rezistenţa opusă de suprafaţa topografică. În condiţii normale, principala sursă de materie o constituie precipitaţiile, iar de energie, radiaţia solară. Rezistenţa suprafeţei topografice este dată însă de poziţia altimetrică şi de rezistenţa la eroziune a rocilor constituente, de gradul de acoperire cu vegetaţie, de învelişul de sol etc. De relaţiile de interdependenţă dintre aceşti factori, de repartiţia lor în timp şi spaţiu, depinde în cea mai mare parte evoluţia şi configuraţia actuală a reliefului bazinelor hidrografice. Aspectul calitativ al acestor relaţii este destul de bine cunoscut şi analizat în detaliu în literatura noastră geografică (S. Mehedinţi, 1931; C. Brătescu, 1967; G. Vâlsan, 1916; V. Mihăilescu, 1968; T. Morariu, Valeria Velcea, 1971 etc.).

Estimarea cantitativă este însă mult mai greu de realizat datorită numărului insuficient de observaţii, a lipsei unei metode unice de colectare, de prelucrare şi de interpretare a datelor instrumentale. Acest lucru a devenit o necesitate odată cu explozia informaţională la care asistăm, pentru care sistematizarea, prelucrarea şi interpretarea datelor constituie o cerinţă vitală. Ştiinţa a găsit răspuns la aceste probleme, folosind teoria sistemului pentru soluţionarea primului aspect şi statistica matematică pentru următoarele. În felul acesta, geografia, îmbogăţindu-şi arsenalul de metode necesare cercetării relaţiilor de interdependenţă dintre fenomenele geografice, poate trece la studii cantitative şi folosi principii noi de analiză şi sinteză a informaţiilor geografice.

TEORIA SISTEMULUI GENERAL

Noua teorie, apărută acum un sfert de secol, a rezultat din analiza unui număr apreciabil de legi ale naturii, care s-au dovedit a fi aproape identice cu cele fizice. Acest lucru presupune existenţa unei similarităţi structurale în foarte multe domenii, ca rezultat al unei corespondenţe între principiile generale după care se desfăşoară comportamentul unor entităţi mult diferite la prima vedere.

În lumina principiilor sistemului general, organizarea lumii materiale apare ca o ierarhizare de grupe de elemente în interacţiune, fiecare, indiferent de gradul taxonomic, funcţionînd ca un întreg după legi bine definite. Există astfel posibilitatea ca aceleaşi legi şi modele conceptuale să fie aplicate în diferite domenii de cercetare, permiţînd realizarea unor analize cantitative şi a unor definiţii net superioare.

Prin aceste însuşiri, teoria sistemului dă un ajutor foarte important domeniilor nefizice ale ştiinţelor, contribuind la realizarea unei unităţi a principiilor de la ştiinţele universale la cele individuale şi prin aceasta la unitatea ştiinţei (L. V. Bertalanffy, 1956).

În cel mai general sens „un sistem este o mulţime de obiecte împreună cu relaţiile dintre ele şi dintre atributele lor" (A.D. Hall, R.E. Fagen, 1956). Desigur că o astfel de definiţie permite aplicarea conceptului în cele mai diverse domenii, prin obiecte înţelegînd un număr nelimitat de părţi ale unui sistem, putînd fi considerate la fel de bine atît elementele morfometrice ale unui bazin hidrografic sau ale unei albii de rîu, cît şi o serie de variabile matematice, ecuaţii, legi, procese etc., între obiectele care alcătuiesc un sistem ori atributele lor specifice există o serie de relaţii de interdependenţă vizibile, care fac ca tot ansamblul să funcţioneze ca un întreg.

Aplicarea acestor principii la studiul lumii reale prezintă o serie de dificultăţi, legate în primul rînd de marea complexitate a naturii. Soluţionarea problemei necesită pentru geografie aprofundarea cercetărilor interdisciplinare, cunoaşterea legilor de bază după care se face circulaţia şi transferul de masă şi de energie în natură, cunoştinţe de fizică, statistică matematică, teoria sistemului etc. În felul acesta, geograful va putea secţiona mai uşor mediul înconjurător în subsisteme, sau să recurgă la diferite grade de generalizare pentru a depista relaţiile dintre variabile şi semnificaţia lor. Metodica de lucru adoptată depinde de gradul de cunoaştere a structurii interne a obiectelor sistemului şi a relaţiilor de cauzalitate dintre variabilele stabilite, de volumul de date existente, de scopul urmărit etc.

Aplicarea creatoare a teoriei sistemului în geografie a constituit şi constituie o preocupare permanentă a unui număr foarte mare de oameni de ştiinţă. Ea este de un mare ajutor în studiul lumii reale, care astfel este considerată ca o ierarhizare de sisteme organizate, întrepătrunse şi care se condiţionează reciproc (R. J. Chorley and B. A. Kennedy, 1971).

O analiză mai atentă a principiilor teoriei sistemului, în raport cu etapele de dezvoltare ale geografiei, dovedeşte că relaţiile de interdependenţă dintre fenomene, şi legăturile permanente dintre cauză şi efect au constituit întotdeauna preocupări ale cercetării geografice, cauzalitatea fiind unul dintre principiile de bază ale acestei discipline.

După modul în care se face schimbul de materie şi de energie cu mediul înconjurător, sistemele pot fi grupate în priul rînd în *izolate* şi *neizolate*. Prima categorie, realizabilă numai în laborator, nu are schimb de materie şi de energie cu mediul înconjurător, în timp ce la cea de-a doua categorie, aceste atribute există.

La rîndul lor, sistemele neizolate se pot grupa în *sisteme închise* prin ale căror limite se pot realiza numai schimburi energetice, şi *sisteme deschise*, la care, pe lîngă schimburile energetice există şi schimburi de materie cu mediul înconjurător. În ultimul caz, relaţiile dintre componente tind să realizeze o autoreglare a sistemului, în aşa fel încît, în momentul atingerii unei stări staţionare, să existe un echilibru între intrările şi ieşirile de materie şi de energie din sistem.

SCHIMBUL DE MASĂ ŞI DE ENERGIE CU MEDIUL ÎNCONJURĂTOR

În raport cu cele menţionate, un bazin hidrografic poate fi considerat ca un sistem deschis în care au loc, în permanenţă, schimburi de materie şi de energie cu mediul înconjurător. Faptul că o astfel de unitate teritorială, de diferite grade taxonomice, poate fi precis delimitată prin cumpenele de apă, prezintă un foarte mare avantaj pentru studiile cantitative, putîndu-se face o estimare precisă a cantităţilor de materie şi de energie intrate şi ieşite din sistem.

Considerînd un bazin, cu toate părţile componente şi atributele lor, ca un întreg, vom constata că suprafaţa acestuia este supusă unui flux continuu de materie şi de energie. Principala cale de pătrundere a materiei în bazin o constituie precipitaţiile. La acestea se adăugă intrările din alte bazine pe cale subterană, cu ajutorul vîntului sau prin intervenţia omului (fig. 1). Intrarea materiei în bazin este însoţită şi de o cantitate de energie proporţională cu masa, dar în afară de aceasta, suprafaţa oricărui bazin recepţionează şi energie de la soare, prin insolaţie.

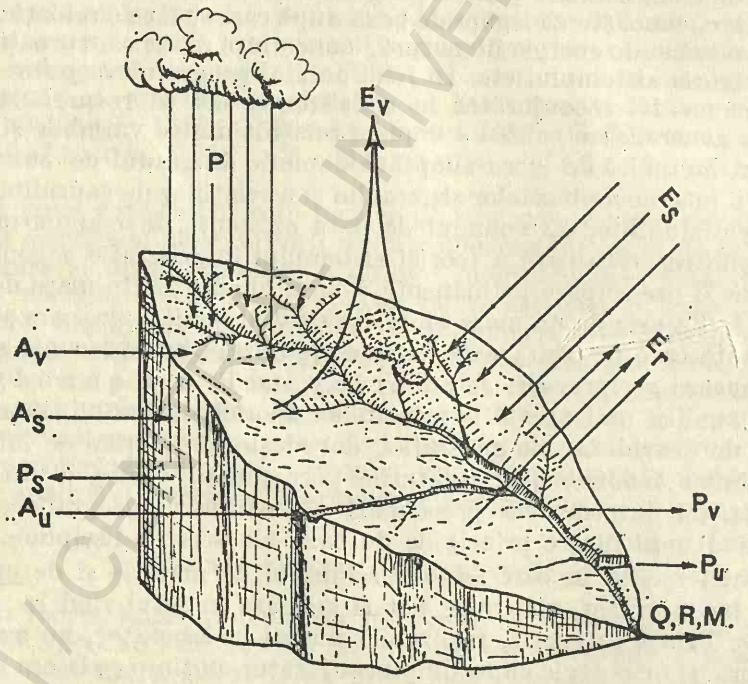


Fig. 1. — Schema schimburilor de masă şi de energie ale unui bazin hidrografic cu mediul înconjurător.

P, precipitaţii; A_v aport datorită vîntului; A_s, aport subteran; A_u, aport ca urmare a intervenţiei omului; E_s, radiaţia solară; Q, R, M, scurgerea lichidă, solidă şi chimică; E_v, evapotranspiraţia; P_s, pierderi subterane; P_v, pierderi datorită vîntului; P_u, pierderi ca urmare a intervenţiei omului; E_r, energia reflectată şi radiată.

Cantităţile de materie şi de energie recepţionate acţionează asupra variabilelor care definesc suprafaţa bazinului. O parte din ele se înmagazinează ca urmare a proceselor fizico- şi biochimice, iar alta părăseşte limitele

bazinului pe diferite căi. Astfel, cantitatea de apă neînmagazinată se evaporă, se scurge, poate fi trecută în alte bazine ca urmare a acţiunii vîntului, pe cale subterană sau ca urmare a intervenţiei omului. O parte din energia primită este reflectată de suprafaţa bazinului şi se pierde în spaţiu (Er) (fig. 1). Acest schimb cu mediul înconjurător este permanent şi constituie premisa existenţei oricărui bazin hidrografic. Trebuie însă avut în vedere regimul acestui flux care are o foarte mare importanţă asupra proceselor şi a relaţiilor de interdependenţă existente între variabilele suprafeţei bazinului.

Intrările de materie şi de energie. *Precipitaţiile.* Cea mai importantă formă de materie care intră într-un bazin hidrografic este dată de precipitaţii. Acestea, ca orice masă în mişcare, posedă şi o anumită cantitate de energie care va fi consumată în cea mai mare parte în cadrul proceselor care se desfăşoară la suprafaţa bazinului. Volumul precipitaţiilor pe unitatea de suprafaţă depinde de poziţia latitudinală şi altitudinală a bazinului respectiv, care influenţează şi starea de agregare a precipitaţiilor. De exemplu, un bazin situat la o altitudine şi latitudine mai mare va recepţiona o cantitate mai mare din volumul precipitaţiilor sub formă solidă. Pentru ţara noastră, stratul mediu al precipitaţiilor căzute se estimează la circa 615 mm.

Repartiţia în timp a acestora are o mare importanţă atît pentru procesele care se desfăşoară la suprafaţa bazinului, cît şi pentru amploarea reacţiilor de răspuns şi de dimensionare a morfologiei bazinelor hidrografice.

Analiza acestui flux de materie dovedeşte că are, cel puţin pentru latitudinea ţării noastre, un regim zilnic, cu un maxim în primele ore ale dimineţii, unul la amiază, care este şi cel mai important, şi unul seara. Pe anotimpuri, maximul de la ora 14 are cea mai mare valoare în timpul verii, după care urmează primăvara şi vara. Ca intensitate maximă în 24 de ore se remarcă faptul că ploile căzute în jurul orei 14 au cea mai mare intensitate şi cea mai mică durată. Repartiţia acestui flux de materie în timpul anului variază de la un loc la altul pe teritoriul ţării, dar în toate cazurile este evident maximul de la sfîrşitul primăverii şi începutul verii, încadrat de două perioade cu valori mai scăzute de la începutul primăverii şi al toamnei.

Ploile torenţiale, care de cele mai multe ori au efecte dezastruoase prin imensele cantităţi de energie puse în joc, dislocă volume impresionante de materiale de la suprafaţa bazinului, sau provoacă inundaţii catastrofale, cum s-au semnalat în anii 1970, 1972 şi 1975 pe majoritatea rîurilor din ţara noastră. În raport cu suprafaţa bazinelor, se remarcă faptul că între aceasta şi frecvenţa ploilor torenţiale există un raport invers în sensul că, cu cît este mai mare suprafaţa bazinului cu atît este mai mică probabilitatea de a fi afectat în întregime de o ploaie torenţială şi invers.

În condiţiile zonalităţii verticale a reliefului din ţara noastră, se constată o legătură directă între precipitaţii şi altitudinea medie a bazinelor hidrografice (I. U j v á r i , 1972). Acest fapt permite determinarea volumului de apă căzut pe suprafaţa unui bazin hidrografic pe trepte altitudinale, pentru a avea şi posibilitatea calculării energiei teoretice a precipitaţiilor.

Aportul datorită vîntului. În afară de intrările de materie sub formă de precipitaţii, în cadrul limitelor unui bazin hidrografic mai poate pătrunde şi materia adusă de vînt. Este vorba de precipitaţiile lichide, care în cazul vînturilor puternice pot fi antrenate peste cumpăna de ape, apoi de zăpada viscolită, care, de asemenea poate foarte uşor trece dintr-un bazin în altul, mai ales în zonele de cîmpie. Tot în această categorie trebuie să includem praful şi nisipul, aduse de vînt în cadrul unui bazin hidrografic, care uneori pot modifica foarte mult configuraţia reliefului. Acest lucru apare mai ales în zonele în care vîntul este un agent modelator important. Dunele de nisip pot modifica cumpăna de ape şi prin acesta suprafaţa bazinului hidrografic. Prin gradul mare de permeabilitate influenţează procesele de scurgere şi dereglează ritmul de circulaţie al materiei în cadrul bazinului.

Aportul subteran. După cum este cunoscut, diversitatea peisajelor geografice, cu tectonică, structură şi litologie foarte variate, se întîlneşte şi în cazul bazinelor hidrografice. Aceasta face ca în foarte multe situaţii, cumpenele de ape superficiale să nu coincidă cu cele subterane. Sînt cazuri cînd pe linii de falii apar izvoare care aduc şi varsă într-un bazin oarecare apele căzute şi infiltrate în alt bazin. Uneori, pe un flanc de sinclinal sau anticlinal se scurg subteran apele din alte bazine şi pot apărea la zi în bazinul pe care-l avem în vedere prin izvoare, sau direct în albie, în cazul în care adîncirea acesteia a ajuns să intersecteze pînza freatică respectivă. Sînt multe cazuri în regiunile calcaroase cînd debite mari de apă trec dintr-un bazin în altul, fără a respecta legile de formare a scurgerii superficiale.

Toate aceste situaţii trebuie bine cunoscute în momentul în care studiem un bazin hidrografic în raport cu teoria sistemului, deoarece, după cum vom vedea, orice modificare cantitativă a unei variabile determină o reacţie în lanţ într-un număr destul de mare de părţi ale sistemului luat ca întreg şi se impune a cunoaşte în detaliu căile de circulaţie a materiei şi proveniența acesteia.

Intrările ca urmare a intervenţiei omului. Dezvoltarea vertiginoasă a industriei şi agriculturii, alături de explozia demografică, necesită un consum sporit de apă. Pentru a face faţă acestor probleme, de foarte multe ori nu se mai respectă limitele naturale ale bazinelor hidrografice şi se transferă cantităţi apreciabile de apă dintr-un bazin în altul.

Imense suprafeţe agricole situate în zone deficitare în apă sînt brăzdate de canale de irigaţii, terenurile joase, cu pînza freatică aproape de suprafaţa solului, sînt drenate şi folosite în agricultură. În aceste condiţii, în care amprenta activităţii umane se face simţită la tot pasul, este destul de greu de a face studii cantitativ sistemice fără a ţine cont de aceste transferări de masă dintr-un bazin în altul. Pe viitor, problema se pune din ce în ce mai mult şi asupra studierii regimului de variaţie a fluxului de materie în alte condiţii, deoarece salbele de lacuri de acumulare care apar pe majoritatea rîurilor impun o altă distribuţie în timp a scurgerii, legată în primul rînd de nevoile omului.

Radiaţia solară. În afara energiei posedată de materia în mişcare, principala sursă energetică pentru un bazin hidrografic o constituie radiaţia solară. Făcînd abstracţie de faptul că 53 % din energia primită este absorbită de atmosferă sau se întoarce în spaţiul cosmic, mai rămîne 47 % care ajunge la suprafaţa solului, constituind r a d i a ţ i a d i r e c t ă sau

insolație. Aceasta provine din razele care pătrund direct prin atmosferă (41 %) și din radiația difuză a cerului (6 %), de ea depinzînd toate procesele fizico-chimice și biologice care au loc pe planeta noastră (A. N. Strahler, 1973).

Radiația solară directă (I') este proporțională cu sinusul unghiului de cădere (η) al razei pe o suprafață dată. Valoarea acesteia se poate calcula cînd cunoaștem unghiul de înclinare al suprafeței (α) și intensitatea energiei radiante (I), care cade pe o suprafață perpendiculară pe fasciculul luminos.

$$I' = I \sin \alpha$$

Acest flux de energie și modul lui de variație în timp și în spațiu este principalul factor care determină marea diversitate a condițiilor de mediu. Pe baza energiei primite se desfășoară complicatele procese biochimice de fotosinteză, prin care se asigură apoi energia altor sisteme biotice ale mediului. Căile de circulație, înmagazinare și transformare a acestui flux energetic sînt atît de multe, încît nici pe departe nu pot fi cuprinse în prezentarea de față.

În afara radiației directe, suprafața unui bazin hidrografic mai poate primi de la atmosferă o cantitate de radiație difuză, la care se adaugă și cea reflectată de către nori. Este cunoscut că o parte din razele solare care trec prin atmosferă sînt difuzate de către moleculele de gaz, de vaporii de apă, de particulele solide și de aceea ajung la suprafața solului după un timp mai îndelungat.

Tot în seria energiilor care sosesc la suprafața solului trebuie să includem și radiația atmosferei orientată spre suprafața terestră. Această radiație apare ca urmare a faptului că atmosfera, încălzindu-se de la suprafața activă, emite atît spre spațiul cosmic cît și înapoi spre pămînt o serie de radiații de undă lungă.

Este necesar să avem în vedere și alte forme de energie, ca energia mecanică, dar pe care o putem studia numai în raport cu materia purtătoare. Dacă de exemplu, urmărim numai una dintre căile de circulație a energiei, vom constata că din cantitatea de apă căzută pe suprafața unui bazin, o bună parte absoarbe energia solară și o înmagazinează în vapori, sub formă de căldură latentă de evaporare, pe care o poartă apoi spre nori. Condensarea apei în sistemele de nori este însoțită de eliberarea acestei călduri care asigură energia necesară vîntului și furtunilor ce însoțesc majoritatea ploilor. În momentul în care începe căderea unei picături de ploaie, energia ei potențială se transformă în energie cinetică, care va fi apoi absorbită parțial de aerul înconjurător prin frecare sau va fi eliberată la impactul cu suprafața solului.

Ieșirile de materie și de energie. Odată pătrunsă în limitele unui bazin, cantitatea de materie și de energie circulă pe un număr foarte mare de căi. Pe traseul acestora se înmagazinează sub diferite forme, acționează asupra componentelor lui determinînd o serie de reacții în lanț, sau părăsește bazinul prin scurgere, evapotranspirație, pe cale subterană, ca urmare a intervenției omului etc.

Scurgerea. La contactul cu solul, energia cinetică a picăturilor de ploaie în cădere este consumată în acțiunea de desfacere, împrăștiere și transport a agregatelor de sol, sau este absorbită de vegetație, dacă acestea

sînt interceptate de covorul vegetal. Căile ulterioare, urmate de apă, depind de starea suprafeţei bazinului în raport cu cantitatea de precipitaţii căzute şi cu fluxul de energie primit de la soare. În virtutea legilor gravitaţiei, apa, la început, tinde să se infiltreze prin porii păturii de sol sau de rocă, dar cînd capacitatea de infiltrare este depăşită se formează scurgerea, panta suprafeţei fiind aceea care determină şi modul de desfăşurare a proceselor elementare. Un versant bine protejat de o pajişte va consuma prin frecare foarte mult din energia cinetică a masei de apă în mişcare şi, ca urmare, capacitatea de transport a acesteia va scădea. Din contră, un versant insuficient protejat sau cu solul mărunţit va permite stratului de apă în mişcare să transporte cantităţi impresionante de materiale în suspensie, prin tîrîre sau rostogolire. Majoritatea acestor materiale, în general cele mai grosiere, sînt depuse la baza versantului odată cu scăderea puterii de transport a curentului. Rămîn însă cantităţi destul de mari care ajung în reţeaua de talveguri organizate şi prin cursurile de apă vor fi scoase din bazin. Apele, în procesul de scurgere, pe lîngă capacitatea de transport au şi calitatea de a dizolva o serie de săruri pe care le antrenează în soluţie.

Ajunse în reţeaua de albii, apele scurse, împreună cu materialele solide, minerale şi organice antrenate şi cu cele pe care le poartă în soluţie, se îndreaptă spre gura de vărsare a bazinului pe unde ies din acesta şi trec în altul, ori se varsă într-un bazin lacustru sau marin. Deci, în cadrul ieşirilor, pe lîngă faptul că o parte din cantitatea de apă intrată părăseşte bazinul, aceasta antrenează în acelaşi timp şi o parte din masa minerală şi organică a bazinului, coborîndu-i practic suprafaţa. Dacă avem în vedere că de pe teritoriul României sînt îndepărtate anual circa 44,5 milioane tone de materiale solide, ceea ce reprezintă în medie un debit mediu specific de 1,88 t/ha.an, ne dăm seama de importanţa pe care trebuie să o acordăm acestor fenomene (*Rîurile României*, 1971).

Condiţiile specifice de etajare a reliefului României favorizează o legătură destul de bună între stratul de apă scurs din cadrul bazinelor hidrografice şi altitudinea medie a acestora (I. Ujvári, 1972). Pentru a face însă un bilanţ, trebuie să avem în vedere şi cantitatea de apă care iese din bazin prin subteran, sau ca urmare a intervenţiei omului pentru că numai în felul acesta putem determina cu mai multă siguranţă cantitatea de apă vehiculată, capabilă de a aduce modificări cantitative şi calitative altor variabile din cadrul sistemului.

Evapotranspiraţia. Dacă vom compara cantitatea de apă căzută cu cea care părăseşte un bazin hidrografic prin gura de vărsare a acestuia, vom remarca faptul că lipseşte o cantitate de apă destul de apreciabilă. De exemplu, pentru România, din volumul total al precipitaţiilor căzute, 77% se reîntoarce în atmosferă prin procesele de evapotranspiraţie (I. Ujvári, 1972).

În general, date asupra evapotranspiraţiei reale sînt puţine, valoarea acestei variabile putîndu-se estima direct sau indirect. Măsurătorile directe se fac cu ajutorul lizimetrelor şi al evaporimetrelor, dar numărul unor astfel de staţii este destul de mic. Pentru determinarea indirectă se folosesc formulele empirice care au în vedere o serie de elemente climatice de care depinde acest fenomen. De exemplu, cea mai generală formulă ($E = P - Q$) se foloseşte pentru estimarea evapotranspiraţiei (E), în cazul

în care dispunem de o bună reţea de măsurare pentru evaluarea precipitaţiilor (P) şi a cantităţilor de apă scurse din bazin (Q). Considerînd că la valori medii multianuale această expresie este suficient de bună, se poate estima şi cantitatea de apă pierdută prin evapotranspiraţie (E).

Pentru a avea o imagine mai clară a legăturii existente între evapotranspiraţie şi altitudine, se recomandă folosirea principiului curbelor hipsografice (fig. 2).

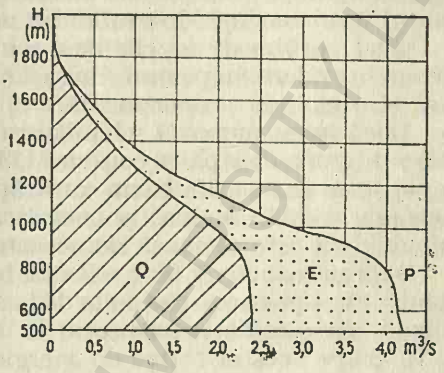


Fig. 2. — Legătura dintre precipitaţii (P), evapotranspiraţie (E), debite (Q) şi altitudine (H), pentru bazinul hidrografic Teleajen la confluenţa cu Teleajenelul.

Ieşirile din cadrul bazinului pe cale subterană. Acestea se produc atunci cînd cumpenele de ape superficiale nu coincid cu cele subterane şi, ca atare, o serie de orizonturi freatice, care se alimentează cu apă în cadrul bazinului, au descărcarea în alte bazine. Acest lucru se poate produce ca rezultat al unor falii, al unei structuri, care nu se rezumă doar la un bazin hidrografic, mai ales dacă acesta este mic şi uneori chiar ca rezultat al unor mişcări neotectonice. Mărimea acestor ieşiri pe cale subterană depinde de coeficientul de transmisibilitate, de capacitatea de descărcare a orizontului respectiv etc.

În cadrul pierderilor pe această cale se impune a ţine cont de zonele carstice care nu respectă limitele bazinelor hidrografice. Uneori, cantităţi apreciabile de ape trec pe cale subterană dintr-un bazin în altul, cum se observă în bazinele Motrului, Sohodolului, Ialomiţei etc. Astfel de situaţii trebuie cunoscute în detaliu, pentru a nu introduce valori eronate în estimarea acestei variabile.

Ieşirile cu ajutorul vîntului. În timpul marilor furtuni, în funcţie de direcţia vîntului, unele bazine pot pierde din cantitatea de precipitaţii, dar aceasta este nesemnificativă pentru un bazin hidrografic. Mai putem aminti apoi spulberarea zăpezilor, care în zona de cîmpie, pe viscole mari, depăşesc cu mult limitele bazinelor hidrografice în care au căzut.

În foarte multe situaţii, vînturile cară însă cantităţi impresionante, de mîluri şi nisipuri din albiile unor rîuri şi le întind sub formă de dune care pot atinge zeci de kilometri ca lăţime şi lungime. Astfel de situaţii sînt frecvente în Cîmpia Română şi, deşi în prezent majoritatea acestor dune sînt fixate, ele au produs o modificare a configuraţiei iniţiale a limitei bazinelor.

Ieşirile ca rezultat al activităţilor umane. Alimentarea cu apă industrială şi potabilă, canalele care leagă diferite artere hidrografice din cadrul aceluiaşi sistem, sau din bazine alăturate şi care scot dintr-un bazin hidro-

grafic cantităţi variabile de apă, nu pot rămîne fără efect în ceea ce priveşte fluxul şi transferul de materie în cadrul bazinului. Pentru lacul de acumulare Vidra de pe Lotru s-au captat, de exemplu, apele rîurilor de pe clina sudică a Munţilor Căpăţînii; pentru lacul Vidraru de pe Argeş s-au adunat apele Topologului, Vîlsanului, Rîului Doamnei etc., pentru a nu aminti decît cîteva din modificările de acest gen, care apar din ce în ce mai frecvent în peisajul bazinelor hidrografice. Cunoaşterea detaliată a acestor pierderi, cu regimul lor de variaţie este o condiţie esenţială în cazul în care urmărim bilanţul unui bazin hidrografic din acest punct de vedere.

Cînd vorbim de ieşirile de e n e r g i e din cadrul bazinului, trebuie să avem în vedere, în primul rînd, că orice cantitate de materie ieşită antrenează şi o energie proporţională.

Dacă luăm numai o schimbare de fază a apei, şi anume evaporarea, la fiecare gram de apă se consumă 539 calorii. Deci, prin căldura latentă de evaporare se scot din bazin cantităţi enorme de energie. Tot la pierderile de energie trebuie inclusă şi energia solară care, deşi căzută pe suprafaţa bazinului, nu este reţinută de aceasta şi este reflectată prin albedou.

Suprafaţa activă mai reflectă în atmosferă şi o parte din radiaţia de undă lungă pe care o primeşte de la aceasta. Apoi, suprafaţa pămîntului, încălzită, are o radiaţie infraroşie de undă lungă, care se continuă şi noaptea. În grupa acestor forme de energie, care părăsesc un bazin, trebuie să amintim şi energia de undă scurtă reflectată de suprafaţa pămîntului.

Dacă vom considera în linii mari că, la nivel mediu multianual, intrările în cadrul bazinului prin vînt şi pe cale subterană egalează pierderile pe aceleaşi căi, vom constata că nmărul variabilelor care definesc fluxul de materie şi de energie în cadrul unui bazin hidrografic este destul de mic şi se pot face evaluări cantitative în condiţii destul de bune.

Variabilele care definesc individualitatea bazinului. Suprafaţa actuală a oricărui bazin hidrografic este rezultatul unui lung proces de evoluţie, în decursul căruia s-a realizat un echilibru dinamic între variabilele care-i definesc comportamentul şi fluxul general de materie şi de energie. În ansamblu, avem de-a face cu două grupe de factori cu tendinţe diferite. Este vorba, în primul rînd, de acţiunea agenţilor subaerieni, care, prin fluxul de materie şi de energie introdus în sistem, acţionează ca forţe cu tendinţă continuă de a-i coborî suprafaţa. Pe de altă parte, factorii care opun acestor forţe o anumită rezistenţă dau unitate întregului bazin şi sînt într-un continuu proces de adaptare pentru realizarea unui echilibru

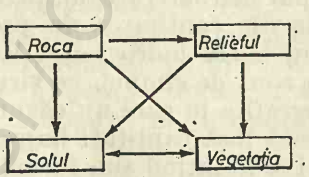


Fig. 3. — Variabilele care definesc individualitatea bazinului şi relaţiile de interdependenţă dintre ele.

dinamic. Principalele variabile care concură la definirea individualităţii bazinului sînt rocile din care este alcătuit relieful acestuia, pătura de sol şi învelişul vegetal.

Tot ansamblul se prezintă ca un întreg cu atributele variabilelor şi relaţiilor lor de interdependenţă, bine precizate din punct de vedere calitativ (fig. 3).

Roca este o componentă cu o mare importanţă în viaţa oricărui bazin hidrografic. De gradul de rezistenţă a rocilor, care alcătuiesc suprafaţa bazinului, depinde în mare măsură relieful acestuia. Roca îşi pune apoi amprenta atît asupra învelişului de sol, cît şi asupra vegetaţiei, fiind faţă de acestea o variabilă independentă (fig. 3).

La scara geologică se poate remarca foarte bine rolul rocilor pentru procesele de evoluţie paleogeografică şi de formare a bazinelor actuale. În cazul rocilor neconsolidate, de exemplu, cu cît relieful iniţial al bazinului este mai accidentat, cu atît este mai rapidă evoluţia şi tendinţa de coborîre a suprafeţei bazinului sub acţiunea agenţilor externi. Deşi rolul rocilor pentru morfometria bazinelor hidrografice este unanim recunoscută, nu este încă pusă la punct o metodă unică de evaluare cantitativă a rezistenţei geologice la acţiunea agenţilor subaerieni. Este cunoscut că răspunsul rocilor la acţiunea acestora depinde de proprietăţile lor fizice (porozitatea, greutatea specifică, compactitatea, permeabilitatea, solubilitatea etc.) şi mecanice (tenacitatea, rezistenţa la eforturi mecanice, la perforare; un rol deosebit revenind durităţii, rezistenţei la uzură, la compresiune, rezistenţei de rupere la tracţiune, la forfecare şi la încovoiere).

Determinarea unui indice care să cumuleze toate aceste însuşiri este foarte greu de făcut, ţinînd cont de diversitatea şi repartiţia spaţială a rocilor într-o regiune.

S-au efectuat totuşi o serie de încercări de clasificare a rocilor din punct de vedere tehnico-geologic, în funcţie de necesităţile imediate ale practicii, dar acestea au în cea mai mare parte un caracter limitat, în funcţie de scopul practic urmărit.

După modul de prezentare, reţinem o primă clasificare ce împarte rocile în neconsolidate — cu o rezistenţă scăzută la eforturi mecanice şi cu o coeziune mică sau inexistentă — şi consolidate, care, în funcţie de natura mineralelor constituente sau a liantului, prezintă o anumită rezistenţă la eforturi mecanice.

O clasificare pe baze cantitative a rocilor se întîlneşte la M. M. Protodiakonov care le împarte în 15 clase. După această clasificare, „coeficientul de tărie" (t) reprezintă pentru rocile neconsolidate tangenta unghiului de frecare internă ($t = \operatorname{tg} \alpha$), iar pentru cele consolidate, rezistenţa medie de rupere la compresiune (R_k). În acest caz, coeficientul de tărie (t) se obţine pe baza expresiei:

$$t = \frac{1}{100} R_k \qquad (1)$$

La noi în ţară, o clasificare a rocilor după gradul de rezistenţă la perforare a fost făcută de Departamentul geologiei din Ministerul Minelor Petrolului şi Geologiei, rocile fiind împărţite în 6 grupe şi 12 categorii, de la cele mai moi spre cele mai dure. O primă constatare este aceea că rocile cu o rezistenţă mare la eroziune sînt în general vechi, foarte bine consolidate, şi dau un relief cu pante accentuate. Pe măsură ce rezistenţa la eroziune scade, relieful devine din ce în ce mai domol şi pantele mai line.

Trecînd la rocile slab consolidate sau chiar neconsolidate, remarcăm faptul că rezistenţa lor la perforare şi forare scade, însă, din punct de vedere al rezistenţei la eroziune, se observă din nou o uşoară creştere.

Acest fapt a fost sesizat de şcoala americană, care foloseşte un indice de rezistenţă la eroziune al rocilor, cu valori cuprinse între 0,70, pentru rocile cu rezistenţă mică la eroziune, şi 1,40, pentru formaţiunile cu cea mai mare rezistenţă. La limita superioară sînt astfel incluse atît rocile foarte dure, cu o puternică rezistenţă la forare, cît şi cele mai moi, care deşi au o rezistenţă mică la perforare, sînt totuşi rezistente la eroziune în condiţiile unor pante mici ale suprafeţe itopografice (R. K. F r e w e r t, 1955, citat de O. S t e h l i k, 1970). Fiind cunsocute aceste criterii, putem face o evaluare cantitativă a rezistenţei pe care o opun rocile unui bazin la eroziune. Pentru a realiza acest lucru, trebuie efectuată o analiză detaliată şi o clasificare cît mai corectă a rocilor constituente în funcţie de rezistenţa lor.

Cartînd arealele cu coeficienţii corespunzători, se determină, prin planimetrare, suprafaţa aferentă fiecărui tip de rocă din cadrul bazinului. Coeficientul mediu al r e z i s t e n ţ e i g e o l o g i c e (Rg) este dat de media ponderată prin suprafaţă a coeficienţilor parţiali. Astfel că :

$$R_g = \frac{R_{g1} \cdot f_1 + R_{g2} \cdot f_2 + \ldots R_{gn} \cdot f_n}{F} \qquad (2)$$

$R_{g1...gn}$ reprezentînd rezistenţa geologică a formaţiunilor care alcătuiesc suprafaţa bazinului în funcţie de clasificarea făcută, $f_{1...n}$, suprafeţele aferente fiecărei formaţiuni, iar F suprafaţa întregului bazin.

Acest coeficient, determinat pentru un număr mare de bazine s-a dovedit a da rezultate bune corelat cu o serie întreagă de elemente morfometrice ale bazinelor hidrografice şi ale reţelei de rîuri.

Relieful. Altitudinea reliefului depinde atît de amploarea şi vechimea mişcărilor scoarţei, cît şi de rezistenţa rocilor care alcătuiesc bazinul. Trebuie să avem de asemenea în vedere şi mişcările neotectonice şi eustatice care pot contribui la definirea poziţiei spaţiale a bazinului. În analiza elementelor morfometrice ale bazinelor hidrografice, această variabilă este importantă, pentru că de mărimea ei depinde cantitatea de energie potenţială de care dispune suprafaţa bazinului. Această energie, cel puţin pentru axa carpatică, se presupune a fi fost maximă în perioada de ridicare a catenei muntoase ; apoi a scăzut, paralel cu intensitatea proceselor de denudaţie şi de coborîre a reliefului.

Din analiza mişcărilor orogenice, a celor neotectonice şi eustatice, care au afectat un bazin, se poate desprinde şi ciclicitatea fenomenului de creştere şi de scădere a energiei interne a sistemului respectiv.

Poziţia altitudinală a unui bazin hidrografic are o foarte mare importanţă în dimensionarea intrărilor şi ieşirilor de materie şi de energie. Un bazin din zona de munte va recepţiona, de exemplu, o cantitate mai mare de precipitaţii şi una mai mică de energie solară în comparaţie cu unul din zona de cîmpie. Energia potenţială mare a suprafeţei lui permite scurgerea rapidă a apelor pe versanţi şi parţial, înmagazinarea la baza depozitelor de pantă şi de vale. Va creşte deci cantitatea de apă ieşită din bazin prin scurgere, în timp ce evapotranspiraţia va fi mult micşorată. Relieful bazinului are prin atributele sale şi o influenţă asupra păturii vegetale şi a învelişului de sol, între aceste elemente fiind o strînsă dependenţă.

Solul este o altă componentă, care depinde de roca de bază, de vegetaţie, de poziţia spaţială a bazinului şi, prin aceasta, de factorii climatici (fig. 3).

Pentru un bazin hidrografic, învelişul de sol, bine format şi conservat, are o deosebită importanţă asupra proceselor care rezultă din circulaţia materiei şi energiei. De proprietăţile hidrofizice ale solurilor depind căile de circulaţie a apei, principala sursă de materie. Ele pot influenţa foarte mult procesele de scurgere, de infiltraţie a apei în sol, procesele de pluviodenudaţie şi de eroziune a solurilor. Astfel, solurile cu o permeabilitate mare micşorează scurgerea superficială, permit mărirea rezervelor de ape subterane şi modifică atît distribuţia în timp a acestora cît şi raportul dintre scurgerea superficială şi cea subterană, ca principalele căi de circulaţie a materiei.

Pentru definirea proprietăţilor hidrofizice ale solurilor, textura lor este una dintre cele mai importante caracteristici.

Vegetaţia. Este un factor al suprafeţei bazinului hidrografic care depinde de sol, rocă, relief şi de poziţia spaţială a bazinului. Între vegetaţie şi învelişul de sol există o relaţie de reciprocitate, ea putînd influenţa formarea solurilor şi invers (fig. 3). Prin influenţa pe care o are asupra elementelor climatice şi a proceselor hidrologice, vegetaţia îşi pune amprenta asupra circulaţiei, distribuţiei spaţiale şi a regimului anual al materiei şi energiei în limitele bazinului. Ea protejază foarte bine solul contra eroziunii datorită faptului că cea mai mare parte a energiei cinetice a ploilor este absorbită de către pătura vegetală care-l acoperă. Pădurea, prin coroana copacilor şi apoi prin litieră, reţine o mare cantitate de apă şi deci micşorează scurgerea, dar în acelaşi timp măreşte cantitatea de apă infiltrată în sol, contribuind la mărirea rezervelor subterane. Se realizează deci o redistribuire în timp a cantităţilor de apă şi se modifică ponderea alimentării subterane în raport cu cea superficială. În perioada de iarnă, pădurea favorizează acumularea zăpezii şi deci mărirea rezervelor de apă. Primăvara, aceste zăpezi se topesc mult mai încet decît într-un spaţiu liber şi, deci şi scurgerea superficială şi infiltraţia sînt prelungite.

Vegetaţia ierboasă, în funcţie de tipurile de asociaţii vegetale şi de densitate, poate exercita un rol protector asupra solului. Astfel, plantele ierboase şi mai ales gramineele, prin sistemul lor radicular, consolidează foarte bine orizonturile superioare ale solului, le modifică structura şi le măreşte higroscopicitatea. Un covor vegetal dens micşorează mult energia cinetică a ploilor, iar prin rugozitatea creată frînează mult scurgerea de pantă şi micşorează agresivitatea ploii.

Vegetaţia are rol şi asupra bilanţului hidric al apelor de pe un teritoriu prin evapotranspiraţie. Într-adevăr, aceasta depinde foarte mult de tipul de vegetaţie şi de cerinţele hidrice ale acesteia. Este apreciat că la latitudinea noastră, covorul vegetal pierde în atmosferă, prin transpiraţie, circa 2 000—3 000 tone apă/ha într-un an. Pentru a se produce, de exemplu, o tonă de grîu se consumă aproximativ între 250 şi 550 tone apă de ploaie, ceea ce echivalează cu un strat de 25 — 55 mm (P. Davigneaud, M. Tanghe, 1962). Un hectar de grîu poate folosi în timpul sezonului de dezvoltare 3 750 t/apă şi aceasta ar corespunde cu un strat de 375 mm precipitaţii.

Pădurea este de asemenea un mare consumator de apă. Un hectar de pădure de molid cu o masă folială de 31 000 kg transpiră circa 43 000 l/zi. Un hectar de pădure de fag pierde în atmosferă prin transpirație 20—50 000 l/zi, în timp ce un hectar de pădure de mesteacăn cu o masă folială de 4 940 kg transpiră peste 47 000 l/zi (P. Davigneaud, M. Tanghe, 1962).

Dacă avem în vedere faptul că aceste cantități provin din precipitațiile căzute și din cele înmagazinate în sol, ne dăm seama cît de mare este rolul vegetației pentru transferul de masă și de energie din cadrul bazinului.

★

În concluzie, se remarcă faptul că toate variabilele amintite acționează ca un tot, rezultanta lor fiind o anumită rezistență a suprafeței bazinului la acțiunea agenților externi. Relațiile de interdependență dintre aceste variabile sînt frecvent analizate în cercetările geografice. Se cunoaște, de exemplu, foarte bine că distrugerea învelișului vegetal determină o serie de reacții asupra altor variabile fie direct, fie prin modificarea echilibrului existent de distribuție în timp și în spațiu a materiei și energiei. Va scădea de exemplu cantitatea de apă înmagazinată și va crește cantitatea de apă scursă. Dar aceasta la rîndul ei va acționa prin energia sporită de care dispune asupra învelișului de sol pe care treptat îl va îndepărta. Ajungînd la roca de bază va acționa asupra acesteia și, în final, în tendința realizării unei noi stări de echilibru, va coborî suprafața bazinului. Toate aceste relații sînt destul de bine evidențiate din punct de vedere calitativ urmărindu-se îndeaproape relațiile de cauzalitate. Nu se pot face încă evaluări cantitative asupra acestor variabile, din care cauză elaborarea modelelor matematice întîrzie. Astfel, nu se cunoaște încă suficient de bine cum trebuie evaluat cantitativ nici rolul învelișului vegetal ca variabilă componentă a rezistenței suprafeței unui bazin hidrografic și nici rezistența păturii de sol, în ansamblu.

Se cunoaște însă destul de bine că din toate aceste relații de interdependență și din schimbul de materie și de energie efectuat în decursul timpului cu mediul înconjurător, s-a ajuns la actuala morfologie a suprafeței bazinelor hidrografice. Aceasta, datorită tehnicilor moderne de înregistrare, poate fi studiată în cele mai mici amănunte.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

FORMAREA REŢELEI HIDROGRAFICE

În acţiunea de modelare a reliefului de către agenţii subaerieni, reţelei hidrografice îi revine un rol deosebit. Prin arterele ei, fluxul de materie din bazin se scurge ireversibil spre gura de vărsare a acestuia. Procesul de formare şi de evoluţie a reţelei hidrografice este deosebit de complex şi include toate etapele succesive, de la eroziunea de versant pînă la cea fluviatilă. Pluviodenudaţia, eroziunea în suprafaţă şi şiroirea constituie etape premergătoare apariţiei talvegurilor elementare. Odată cu trecerea la eroziunea liniară prin ogaşe şi ravene, se realizează deja primele formaţiuni ale unui sistem de drenaj. Evoluţia ulterioară a acestora se desfăşoară în raport cu condiţiile fizico-geografice locale, ele îndeplinind funcţia pentru care au fost create, mai întîi temporar, la ploile torenţiale, apoi permanent în cazul în care talvegul intercepteză nivelul pînzei freatice.

Pluviodenudaţia, ca proces premergător apariţiei reţelei de drenaj, trebuie analizată atît în raport cu caracteristicile precipitaţiilor (intensitate, durată), cît şi cu proprietăţile solului (gradul de permeabilitate, compoziţia granulometrică, structura), cu panta terenului şi gradul lui de acoperire cu vegetaţie etc.

Relaţiile de interdependenţă dintre agresivitatea ploilor, intensitatea şi durata acestora au fost foarte mult studiate şi în ţara noastră, ajungîndu-se chiar la o zonare a erozivităţii pluviale (M. M o ţ o c şi colab., 1975).

Ca proces elementar, eroziunea picăturilor de ploaie este foarte importantă, pentru că o aversă de 100 mm, de exemplu, poate răscoli peste 300 tone de sol la 1 ha (W. D. E l l i s o n, 1952). Urmărind desfăşurarea acestui proces, se constată că energia cinetică a primelor picături se consumă la deplasarea particulelor de sol, care, ridicate în aer, dau mirosul de praf. Umezirea solului continuă prin absorbirea apei care se infiltrează şi-i dă o coeziune mai mare. Uneori, particulele de sol smulse sînt aruncate la înălţimi de 60 pînă la 80 cm şi de la 1,0 la 1,5 m distanţă laterală (V. T u f e s c u, 1966). În timpul ploilor torenţiale, particulele de sol e 2 mm pot fi transportate, prin căderea picăturilor de ploaie, la distanţa de 40 cm, iar cele de 4 mm la circa 20 cm. Acest lucru este posibil dacă avem în vedere că energia cinetică a picăturilor de ploaie la atingerea solului este de circa 1 000 de ori mai mare ca energia unei mase echivalente care se scurge în pînză la suprafaţa solului (W. D. E l l i s o n, 1952). Energia cinetică a unei picături de ploaie (Ec) depinde de masa (m) şi de viteza (v) acesteia, conform relaţiei:

$$Ec = \frac{1}{2} mv^2 \qquad (3)$$

Pentru estimarea cantității de material (E) desprins de la suprafața solului, de către o ploaie cu o durată de 5 minute și o intensitate de 25 mm/h se folosește formula (E k e r n, 1950, citat de M. M o ț o c și colab., 1975):

$$E = -0{,}515 + 0{,}1\,Ec \tag{4}$$

Amploarea proceselor de scurgere pe versant depinde însă de capacitatea de infiltrație (f), care, la rîndul ei, este controlată de textura și structura solului, de covorul vegetal și structurile biologice din sol, de umiditatea anterioară etc. Expresia cantitativă a acestei variabile a fost stabilită de R. E. H o r t o n (1945) sub forma:

$$f = f_c - (f_0 - f_c)\cdot e^{-Kft} \tag{5}$$

unde e = baza logaritmului Neperian, t = timpul de la începutul ploii în ore, Kf = un factor de proporționalitate, f_0 = valoarea inițială a capacității de infiltrație și f_c = valoarea constantă a aceleiași variabile.

Pe măsură însă ce cantitatea de apă căzută depășește capacitatea de infiltrație a solului, la suprafața acestuia se formează o lamă de apă care, în momentul în care a atins o anumită grosime, frînează smulgerea particulelor de sol, energia cinetică a picăturilor fiind absorbită de această lamă.

Eroziunea în suprafață apare cînd acest excedent de apă se scurge pe pantă în pînză și umple în primul rînd microdepresiunile solului. Acestea, paralel cu umplerea, suferă un proces de colmatare cu particule foarte fine antrenate de lama de apă, și își micșorează volumul, tinzînd deci, în această fază, la o nivelare a solului. Dacă panta terenului este mică, stratul de apă în deplasare poate atinge grosimi de 5 la 10 mm, iar în cazul în care panta este mai mare, scurgerea se produce sub forma unor firișoare. Eroziunea, prin firișoarele de apă, dă naștere la o serie de șențulețe care își modifică încontinuu traseele prin microcapturi (R. H o r t o n, 1945). Materialele antrenate sînt depuse la baza pantei în ordinea greutății, sau sînt antrenate spre rețeaua de rîuri.

Șiroirea apare ca o continuare a scurgerii în suprafață, atunci cînd durata și intensitatea ploii depășesc anumite limite. Pentru a găsi punctul de declanșare a șiroirii s-a combinat durata (t) cu intensitatea excesivă a ploii (I_e) în mm/h și s-a obținut formula (R i o u, 1963, citat de A. F e o d o r o f f, 1965).

$$I_e = \frac{0{,}20 + 0{,}01\,t}{t}\cdot 1\,500 \tag{6}$$

Cercetările au dovedit că apariția șiroirii este direct legată atît de intensitatea și durata cît și de energia de cădere a ploilor, de stabilitatea structurală a solului, de umiditatea acestuia și de continuitatea profilului pedologic.

Odată apărută, șiroirea va acționa asupra solului și-i va smulge particule de diferite dimensiuni, care în funcție de viteza curentului vor fi transportate în suspensie, prin salt sau tîrîre. Viteza limită pentru antre-

narea prin rostogolire a unei particule de sol va depinde de densitatea și de volumul pe care îl are, precum și de forma și suprafața pe care o opune curentului (A. F e o d o r o f f, 1965). Întrucît această viteză limită este foarte greu de măsurat, se propune înlocuirea ei prin forța de tracțiune critică (F_c) dată de formula:

$$F_c = \gamma h p \qquad (7)$$

în care γ = densitatea lichidului, h = grosimea lamei de apă și p = panta terenului. Cu ajutorul acestei formule s-a determinat și diametrul limită al particulelor care pot fi antrenate de forța de tracțiune critică.

Rezultatul final al tuturor acestor procese elementare duce la sculptarea suprafeței terenului și la apariția de șențulețe și rigole prin care apa antrenează cantități mari de sol spre baza versantului ori în rețeaua hidrografică. În majoritatea cazurilor, traseele acestor șențulețe dispar după ploi, fie pe cale naturală, fie datorită lucrărilor agrotehnice curente. Numai acțiunea repetată a ploilor cu efecte erozionale poate duce la completa lor individualizare și la formarea unui talveg elementar cu capacitatea de a orienta și organiza scurgerea superficială. Se formează astfel embrionul unor noi artere de drenaj care, prin evoluare, pot ajunge la ogașe, ravene ori alte forme generate de scurgerea organizată.

Ogașele și *ravenele* reprezintă formele incipiente ale unui sistem de drenaj. O g a ș u l constituie o mică arteră de scurgere a surplusului de apă din precipitații, care are deja un făgaș sculptat în suprafața topografică cu 0,30 m pînă la 2 m, în funcție de natura rocilor. De obicei lungimea unor astfel de formațiuni este legată de aceea a versantului cu aproximativ aceeași pantă. În aval, imediat la schimbarea de pantă, un astfel de organism poate trece în alte forme mai evoluate, sau poate dispare, pierzîndu-și talvegul pe suprafața conului de materiale cărate din amunte.

În cazul în care adîncirea talvegului continuă străbătînd pătura de sol pînă la roca de bază ne găsim în prezența unei r a v e n e. În astfel de cazuri interesează în primul rînd faptul că ne găsim în prezența legilor după care se desfășoară procesele de eroziune fluviatilă. Deși acestea acționează numai o perioadă scurtă de timp, panta profilului longitudinal este aceea care-și pune amprenta pe puterea de eroziune și transport a apei. Cînd acțiunea de adîncire a unui astfel de organism intersectează o pînză freatică, funcția de scurgere, pentru care a fost creat, devine sezonieră sau permanentă. În aceste condiții, noul curs tinde să-și dimensioneze elementele morfometrice ale albiei în funcție de energia hidraulică disponibilă.

Toate aceste etape au ca rezultat final permanentizarea unui talveg elementar, a unei celule de bază a oricărui sistem hidrografic. Din unirea lor se vor forma artere mai mari și bazine cu particularități proprii în funcție de condițiile fizico-geografice care își pun amprenta pe formarea și evoluția acestor sisteme spațiale.

ANALIZA MODELULUI DE DRENAJ

SISTEME DE CLASIFICARE A RÎURILOR

Clasificarea reţelei hidrografice a fost întotdeauna în atenţia cercetătorilor, care, în funcţie de scopul urmărit, au luat ca criterii de bază configuraţia în plan a acesteia, sau o serie de elemente dimensionale (suprafaţa bazinului, lungimea cursurilor, adîncimea, direcţia, debitul rîului, poziţia faţă de colectorul principal etc.).

Diversitatea condiţiilor fizico-geografice şi geologice (roca, tectonica, structura etc.) sînt elemente determinante în definirea configuraţiei planice a reţelei hidrografice, dar acestea nu sînt suficiente pentru a da o bază genetică de clasificare a reţelei de rîuri.

Dintre încercările de tipizare a aspectului planic al reţelei hidrografice, remarcăm pe aceea a lui V. A. Troiţki (citat de T. Morariu, I. Pişota, I. Buta, 1962), care consideră pentru U.R.S.S. mai multe tipuri de sisteme hidrografice. Dintre acestea remarcăm sistemul radiar, centripet, în formă de arbore, în unghi drept, penat, penat drept, paralel, în formă de grătar, în formă de coroană de arbore etc.

P. Coteţ (1951) găseşte pentru ţara noastră opt tipuri de reţele hidrografice: dendritică, rectangulară, în gratii, radiară, convergentă, inelară, opusă, sucită.

V. G. Bondarciuk distinge, ca fiind mai importante, trei tipuri de reţele, determinate de mărimea unghiului de confluenţă. Astfel, în sistemul dendritic, afluenţii se varsă în colectorul principal sub un unghi ascuţit, la sistemul penat, unghiul creşte între 65 şi 90°, iar cel radiar este specific conurilor vulcanice şi reliefului insular.

O primă încercare de ordonare a rîurilor, în care se ia ca bază poziţia cursurilor faţă de colectorul principal, o întîlnim la Gravelius (1914) (citat de R.E. Horton, 1945), care consideră că rîul cel mai mare este de primul ordin de la izvor pînă la vărsare. Afluenţii care se varsă direct în acesta sînt de ordinul 2, toate cursurile care se varsă într-un curs de ordinul 2 sînt de ordinul 3, şi tot aşa pînă se ajunge la cele mai mici artere. Sistemul a devenit cu timpul recunoscut şi acceptat în majoritatea lucrărilor europene. Analiza lui dovedeşte însă că este unilateral, pentru că în afară de poziţia afluenţilor, faţă de rîul principal, nu arată nimic din caracteristicile rîurilor de un ordin sau altul.

După acest sistem, rîurile Ialomiţa, Mostiştea şi Blahniţa, ca afluenţi ai Dunării sînt de acelaşi ordin, deşi ele se deosebesc ca mărime, suprafaţă a bazinului, debite de apă şi de aluviuni etc. şi evident că nu pot fi cu nimic comparabile, deşi sînt de acelaşi ordin. Ducînd aplicarea acestui sistem pînă la cele mai mici cursuri, acestea vor apărea de diferite ordine în funcţie de poziţia pe care o au faţă de colectorul principal, deşi din foarte

multe puncte de vedere ele sînt asemănătoare şi pot fi considerate ca celulele de bază ale oricărui sistem hidrografic. În aceste condiţii, sistemul amintit nu ajută la o ierarhizare genetică a reţelei de rîuri, rămînînd doar o clasificare poziţională a cursurilor de apă faţă de artera principală (fig. 4).

În 1945 R. E. Horton a inversat acest sistem de clasificare atribuind ordinul 1 talvegului elementar, ca rezultat al scurgerii concentrate, care nu mai primeşte nici un alt afluent. După acest sistem, cursul de ordinul 2 va fi acela care primeşte cel puţin unul, sau mai mulţi afluenţi de primul ordin şi numai din aceştia. În momentul în care un curs de ordi-

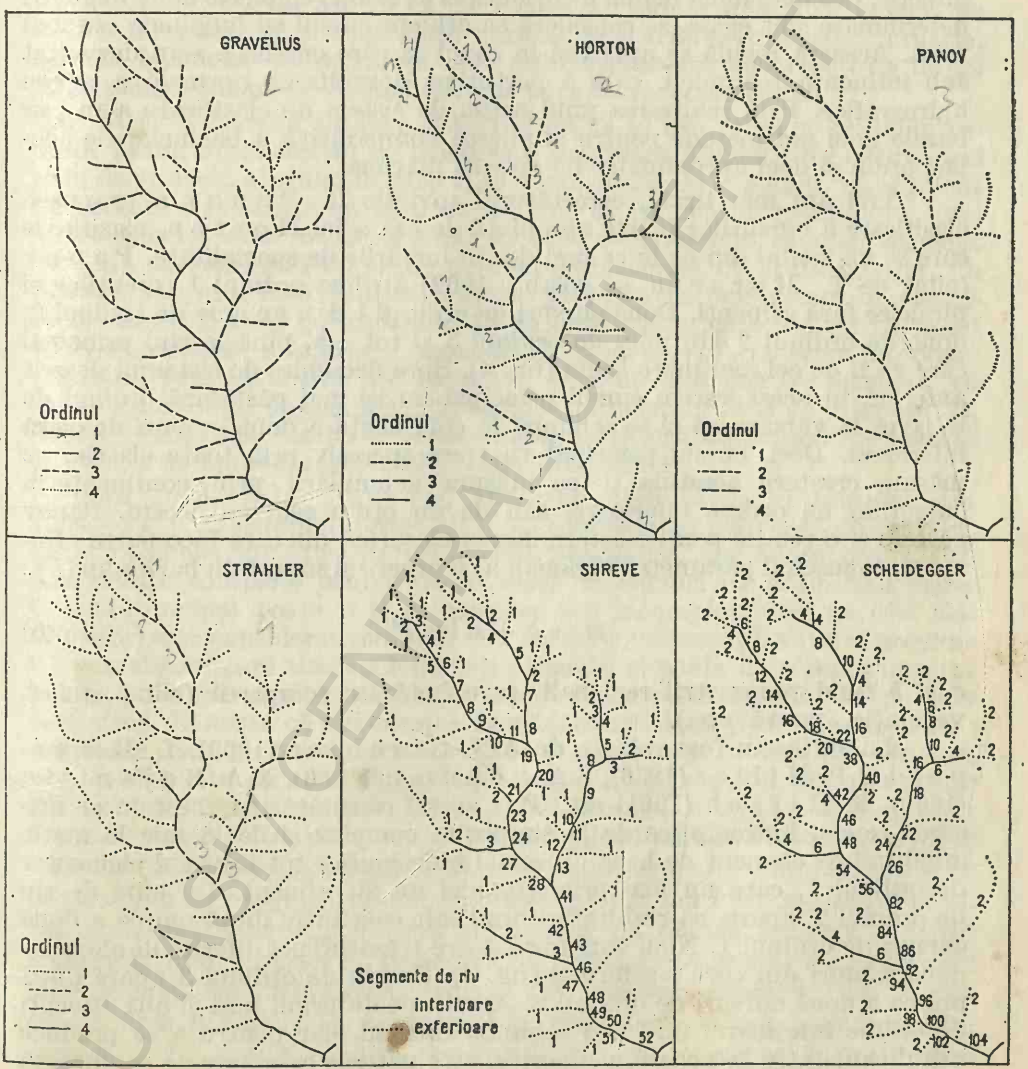


Fig. 4. — Diferite sisteme de clasificare a reţelei hidrografice.

nul 2 se unește cu un altul de același ordin, va rezulta un curs de ordinul 3 etc. (fig. 4). Și la acest sistem se remarcă faptul că un curs de apă își păstrează ordinul, odată stabilit, ca și denumirea dealtfel, de la izvor pînă la vărsare. Pentru a identifica , de exemplu, la o confluență nederanjată de tectonică, care este cursul principal și care este afluentul, Horton recomandă folosirea a două reguli. Prima regulă stabilește ca afluent acel curs care face cel mai mare unghi cu direcția generală a cursului rezultat în aval de confluență. Pentru aflarea acestuia, se prelungește în amunte direcția cursului principal din avale, și se măsoară unghiurile făcute de cele două ramuri cu prelungirea direcției. În acest caz, cursul de ordin inferior și deci afluent, va fi acela care face un unghi mai mare cu această direcție. Cea de-a doua regulă menționează că atunci cînd cele două unghiuri determinate sînt egale, se consideră ca afluent cursul cu lungimea cea mai mică. Această regulă se aplică și în cazul în care cursurile s-au dezvoltat sub influența tectonicii, care a perturbat dezvoltarea normală a rețelei hidrografice. Prin realizarea unui astfel de sistem de clasificare s-au pus bazele unei noi metode pentru studierea comparativă a bazinelor de același ordin și deci aproximativ de aceeași mărime.

Trei ani mai tîrziu, cercetătorul sovietic B. Panov a propus o clasificare a cursurilor foarte apropiată de cea a lui Horton, clasificare care se va întîlni din ce în ce mai des în lucrările de specialitate. Panov (citat de T. Morariu și colab., 1962) atribue ordinul 1 torenților și pîraielor fără afluenți. Două cursuri de ordinul 1 dau un curs de ordinul 2, două de ordinul 2 dau unul de ordinul 3 și tot așa, pînă la rîul principal care va fi de cel mai mare ordin (fig. 4). Spre deosebire de sistemul descris anterior, în acest sistem cursul principal nu își mai păstrează ordinul de la izvor la vărsare, ci el se schimbă la confluența a două cursuri de clasă inferioară. Deci, cursul principal va trece succesiv prin toate clasele, pe măsura creșterii acestuia și pe măsura acumulării prin confluențe a cursurilor de ordine inferioare, sau de un ordin egal cu acesta. Panov găsește și o relație pentru determinarea clasei (cl) din care face parte afluentul, cunoscînd parametrii regionali ai scurgerii și suprafața bazinului (F) :

$$cl = b + a \log F \tag{8}$$

a și b fiind parametrii regionali, care hotărăsc scurgerea (climă, relief, vegetație, pantă etc.).

Lucrările au fost reluate de A.N. Strahler (1952), L. B. Leopold, J.P. Miller (1956), S.A. Schumm (1956), N.A. Rajanițîn (1960), F. Hirsch (1961) etc. Toți acești cercetători pornesc în clasificarea rețelei hidrografice de la simplu la complex și de la mic la mare, admițînd ca element de bază al rețelei hidrografice tot talvegul elementar de ordinul 1, care nu mai primește nici un alt afluent. Un curs de rîu de ordinul 2 apare ca rezultat al unui salt cantitativ după unirea a două cursuri de ordinul 1. Noul curs format are trăsături net diferite de ale celor două ramuri din care s-a format (fig. 4). Un rîu de ordinul 3 apare după unirea a două cursuri de ordinul 2. Acesta poate primi însă și alți afluenți de ordine inferioare, fără a-și schimba ordinul, dar pentru a se produce saltul cantitativ la un ordin superior, este necesar ca acesta să se unească cu un alt curs de același ordin etc. (fig. 4).

Analiza sistemelor de clasificare ne dovedeşte că într-un bazin hidrografic numărul de rîuri de primul ordin, din sistemul *Strahler*, este egal cu numărul total de rîuri din sistemul *Horton*. Studiind reţeaua hidrografică pe baza acestui sistem de clasificare, se constată că rîurile care au în general acelaşi ordin sînt foarte asemănătoare ca suprafeţe de bazin, lungime medie a reţelei de rîuri, pante medii, debite de apă etc., dacă sînt dezvoltate în condiţii fizico-geografice similare.

Sistemului de clasificare *Horton — Strahler* îi sînt atribuite două inconveniente. În primul rînd, faptul că intervalele de clasă nu sînt cunoscute şi, în al doilea, că aceleaşi intervale par să fie la fel de mari încît două bazine de ordinul 4, de exemplu, pot diferi mult în ceea ce priveşte caracteristicile lor, numai pentru că ele conţin un număr diferit de cursuri de ordine inferioare şi în consecinţă variază ca mărime. În această situaţie, analiza bazinelor de suprafeţe mici este îngreunată, deoarece este dificil să se aleagă bazine de aceeaşi mărime care să fie comparate.

A.E. Scheidegger (1965) arată că în evaluarea ordinului întregului bazin, acest sistem de clasificare ignorează afluenţii de ordine mai mici decît acela al rîului în care ei se varsă. Dacă de exemplu, un segment de ordinul 4 se uneşte cu unul de ordinul 3, segmentul rezultat în aval de confluenţă este tot de ordinul 4, ceea ce înseamnă că noul segment rezultat nu reliefează cu nimic aportul segmentului de ordin inferior. Ca urmare a acestui inconvenient, autorul propune un nou sistem de clasificare, care ţine cont de toţi afluenţii de ordine inferioare (fig. 4). În acest sens, se atribuie mărimea 2 segmentelor exterioare, iar a celor interioare rezultînd prin însumare. De exemplu, cînd un segment de mărimea 16 se uneşte cu unul de mărimea 22, segmentul rezultat va fi de mărimea 38, fiecare segment devenind în felul acesta, purtătorul unei anumite mărimi în funcţie de aportul segmentelor anterioare (fig. 4).

În 1966, R.L. Shreve, analizînd clasificările anterioare, constată că atît în sistemul *Horton* cît şi în completarea efectuată de *Strahler*, toate bazinele, cu excepţia celui care poartă cel mai mare ordin, sînt considerate complete pentru că se varsă în cursuri de ordin mai mare. Cursul principal poate fi şi el complet sau incomplet, deşi de cele mai multe ori este considerat complet. Din aceste considerente, autorul propune un nou sistem care ţine cont de toţi afluenţii şi poate da o bună imagine asupra mărimii unui bazin, după numărul de segmente de rîu pe care le conţine. El arată că într-o reţea de albii există două tipuri de segmente : *exterioare*, care se termină cu un izvor şi care, ca şi în sistemul *Strahler*, sînt considerate de ordinul 1 ; *interioare*, care la capătul din amunte se leagă cu alte două segmente. Într-o astfel de reţea, mărimea unui segment de rîu se poate defini pe baza următoarelor două reguli : 1) fiecare segment exterior (fig. 4) are mărimea 1 ; 2) dacă două segmente interioare n_1 şi n_2 se unesc, atunci segmentul nou rezultat va avea mărimea $n_1 + n_2$ (fig. 4). La o analiză a acestui sistem, constatăm că fiecare segment exterior determină unul interior şi, în acest caz, mărimea bazinului respectiv este dată de numărul cursurilor de ordinul 1 din sistemul *Strahler*. Deci, cunoscînd numărul cursurilor de ordinul 1, vom avea şi mărimea bazinului respectiv. În aceste condiţii, probabilitatea de a scoate la întîmplare dintr-o reţea un segment exterior sau interior este de 1 : 2.

Un studiu comparativ însă în aceste condiţii pare să fie îngreunat, deoarece este foarte dificil să găsim bazine de aceeaşi mărime, care să poată fi comparabile. Pentru că sistemul de clasificare *Horton — Strahler* este cel mai bine verificat, îl vom adopta ca sistem de bază în cele ce urmează. Deşi acest sistem are inconvenientele arătate, constituie un mijloc foarte bun de apreciere a ordinului unui curs oarecare, dă posibilitatea realizării studiilor comparative şi a prelucrării statistice a datelor pe clase de valori. În plus, cunoscînd numărul de cursuri de ordinul 1, putem foarte uşor trece la sistemul de clasificare elaborat de S h r e v e şi S c h e i d e g g e r.

ESTIMAREA NUMĂRULUI DE SEGMENTE DE RÎU

În analiza morfometrică a unei reţele de rîuri se impune adoptarea unui sistem de clasificare. Apoi, fiecare curs de rîu, şi odată cu el şi bazinul corespunzător, este introdus într-o clasă de mărime în funcţie de principiile sistemului şi de modul de ramificare a reţelei existente.

În prezenta lucrare s-a adoptat sistemul de clasificare elaborat de R.E. H o r t o n (1945) şi completat de P a n o v (1948) şi S t r a h l e r, (1952), pentru că, avînd o bază genetică, permite şi o analiză comparativă a bazinelor hidrografice. Folosind acest sistem, se constată că, în general, rîurile care aparţin aceluiaşi ordin şi sînt situate în condiţii fizico-geografice similare au în medie aproximativ aceeaşi mărime a suprafeţei bazinelor de recepţie, a debitelor de apă, a pantelor medii, a lungimii cursurilor etc.

După acest sistem, primul ordin revine formelor negative de teren, care au capacitatea de a orienta şi organiza scurgerea, care dispun de un talveg elementar şi care nu mai primesc nici un alt afluent. Unirea a două cursuri de ordinul 1 formează un curs de ordinul 2, două de ordinul 2, unul de ordinul 3, care poate primi ca afluenţi şi cursuri de ordine inferioare, dar saltul la un ordin superior se realizează numai în momentul în care se uneşte cu un curs de ordin egal. Astfel, artera principală a unui bazin, prin care se scurge întreaga cantitate de apă este una singură şi are cel mai mare ordin (fig. 5).

Legea numărului de rîuri. După ce întreaga reţea a fost astfel categorisită, pentru a se trece la analiza segmentelor de rîu, se efectuează numărarea acestora, pe ordine de mărime. În final, se obţine un şir de date din care se constată o scădere a valorilor proporţional cu creşterea ordinului de mărime. Reprezentînd aceste valori în coordonate semilogaritmice, R.E. H o r t o n (1945, pag. 291) a desprins o lege care stabileşte că : *numărul de rîuri de diferite ordine dintr-un bazin dat tinde spre o progresie geometrică inversă, în care primul termen este unitatea, iar raţia o constituie raportul de bifurcare.*

Folosind proprietăţile progresiilor geometrice, autorul citat a determinat numărul de rîuri de un ordin oarecare (N_o) cunoscînd raportul de bifurcare (r_b), ordinul rîului principal (s) şi ordinul pentru care determinăm numărul de segmente (o)

$$N_o = r_b^{(s-o)} \qquad (9)$$

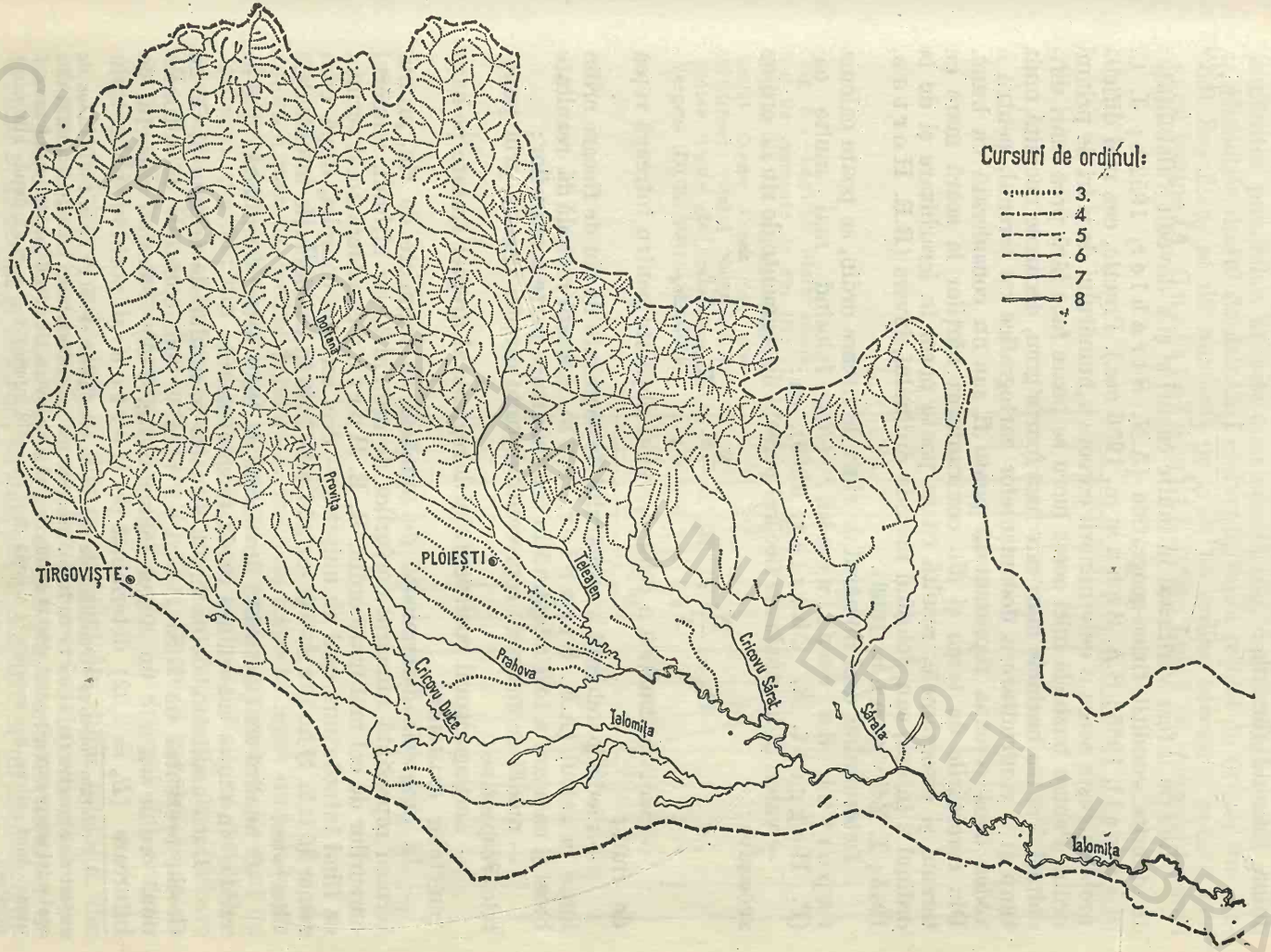


Fig. 5. — Clasificarea rețelei de drenaj din bazinul rîului Ialomița, pe baza sistemului de clasificare *Horton — Strahler*.

Numărul total de rîuri (N) dintr-un bazin dat se poate astfel determina folosind formula:

$$N = \frac{r_b^s - 1}{r_b - 1} \tag{10}$$

Relaţia a fost verificată în multe cazuri şi şi-a dovedit valabilitatea în diferite condiţii fizico-geografice (A.N. Strahler, 1952 b; J. C. Maxwell, 1955; S.A. Schumm, 1956 etc.). Practic, cea mai dificilă problemă este aceea a determinării corecte a numărului de rîuri de primul ordin. Pentru bazinele mici acest lucru se poate face fără prea mari dificultăţi. Pentru bazinele mari este însă foarte greu, deoarece necesită mult timp şi o confruntare a documentelor cartografice cu terenul, pentru a vedea dacă reţeaua reprezentată poate fi sau nu considerată ca bună. Din cercetările de teren şi din confruntarea hărţilor la scară mare cu terenul şi fotogramele, rezultă că se poate porni în ierarhizare şi de la ordinul 2 în sus, sau, folosind metoda ordinului, invers (R.E. Horton, 1945; I. Zăvoianu, 1969).

Determinînd deci numărul de rîuri de fiecare ordin, se poate calcula raportul de confluenţă[1] (R_c), folosind mai multe căi (P. Haggett, R. Chorley, 1969), ca:

— valori individuale ale fiecărei perechi de segmente de rîu de ordine succesive:

$$R_{c1} = \frac{N_1}{N_2}, \quad R_{c2} = \frac{N_2}{N_3}, \quad R_{c3} = \frac{N_3}{N_4}$$

— media aritmetică a celor n_i valori obţinute pentru întreaga reţea de rîuri;

— media ponderată a numărului de segmente de rîu de fiecare ordin luate în calcul (A.N. Strahler, 1952 b). Această metodă dă rezultate bune şi ca atare a fost adoptată în cea mai mare parte a cazurilor;

— media geometrică, reprezentînd panta dreptei trasată prin punctele respective;

— antilogaritmul coeficientului de regresie al dreptei trasate pe baza punctelor existente.

În progresia determinată de numărul de segmente de rîu, primul termen reprezintă numărul cursurilor de ordinul 1, iar ultimul, numărul cursurilor de cel mai mare ordin. R. E. Horton considera acest termen ca fiind întotdeauna egal cu unitatea — deci un curs complet, după cum remarca R.L. Shreve — şi nu mai este luat în consideraţie în calculele ulterioare.

O analiză mai detaliată dovedeşte că legea astfel formulată, deşi se verifică în multe cazuri, are unele inconveniente.

Dacă analizăm, de exemplu, situaţia bazinului de ordinul 5, Crane Creek, prezentat de R.E. Horton (1945), vom constata că ultimele două ordine au cîte un singur segment (fig. 6 A). Folosind raportul de bifurcare ($R_b = 2{,}22$) determinat de Horton şi pornind obligatoriu

[1] Preferăm folosirea termenului de raport de confluenţă (F. Hirsch, 1961) în loc de raport de bifurcare (R. Horton, 1945), deoarece noi urmărim reţeaua hidrografică de la cele mai mici artere spre cele mari, deci în ordin crescînd şi nu invers. Un curs de ordinul x se formează numai după unirea, sau confluenţa a două rîuri de ordin inferior $x - 1$, şi nu după bifurcarea acestora.

de la cel mai mare ordin (5), vom obține o dreaptă, care, deși trece prin jumătatea punctelor, nu este concludentă (fig. 6 A a). Într-un alt studiu morfometric destul de detaliat, efectuat asupra rețelei de drenaj din platoul Brazilian, se dă numărul de rîuri de ordine succesive pentru mai multe bazine (A. Christofoletti, 1970). Luînd ca exemplu bazinul

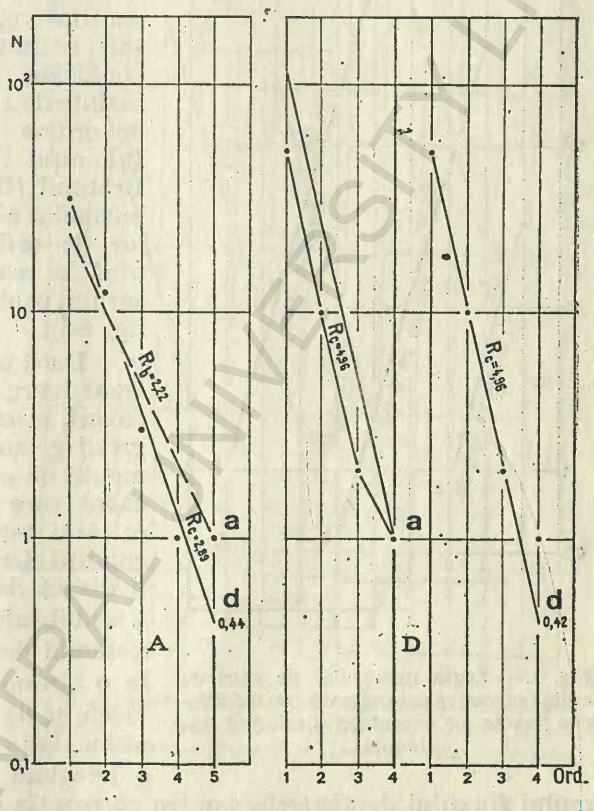


Fig. 6. — Legătura dintre numărul de segmente de rîu (*N*) și ordinul lor de mărime (ord.) a rîului Crane Creek (*A*) din Wedsport (statul New York — Statele Unite ale Americii) și Vargens (D) din platoul Brazilian.

de ordinul 4, Vargens, autorul citat determină raportul de bifurcare folosind metoda mediei ponderate. Dacă se respectă legea numărului de rîuri, conform căreia ultimul termen al progresiei trebuie să fie egal cu unitatea, pornind din acest punct, în cazul bazinului Vargens, se obține o dreaptă care nu are nimic comun cu punctele pentru ordinele inferioare (fig. 6 Da). Din această cauză autorul a fost nevoit să unească punctele corespunzătoare ordinelor succesive, fără a trasa o dreaptă de corelație (fig. 6 Da).

Urmărind această lege în diferite secțiuni ale rîului Ialomița, din amunte în avale, se constată o acumulare a cursurilor de ordine inferioare pe măsura apariției a noi confluențe. Astfel, după unirea cursurilor de ordinul 5, Ialomița și Brăteiul, se face saltul calitativ la un curs de ordinul 6 și se menține în această clasă pînă la confluența cu Cricovu care are

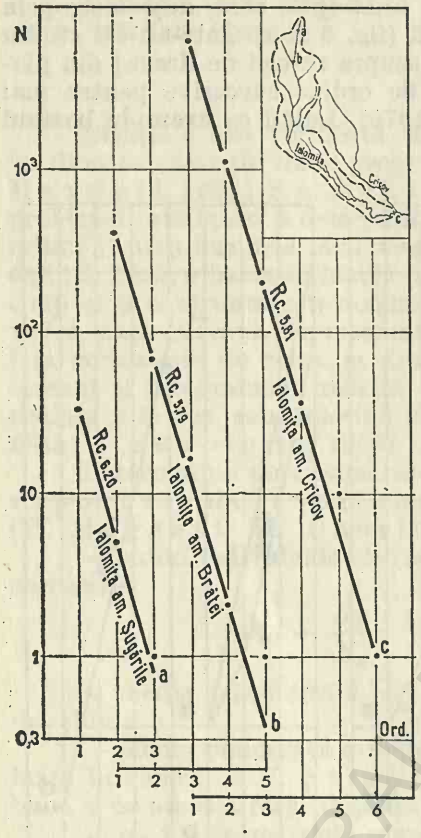


Fig. 7. — Legea numărului de rîuri de ordine succesive determinată pentru diferite puncte ale suprafeței bazinului Ialomița.

acelaşi ordin de mărime (fig. 7). Între cele două puncte extreme, cursul de ordinul 6 creşte printr-un aport substanţial de suprafaţă, de lungime, debite de apă, segmente de ordine inferioare etc. Deci, trecerea la un nou ordin rezultă ca urmare a unor acumulări cantitative, care duc în final la un salt calitativ. Acesta, în funcţie de condiţiile locale, se poate produce înainte de a fi acumulate toate cursurile de ordine inferioare, cum este cazul Ialomiţei în amunte şi confluenţa cu Brăteiul (fig. 7b). În general, în cazul bazinelor alungite, acumularea cursurilor de ordine inferioare poate merge pînă la realizarea sau depăşirea necesarului pentru ordinul respectiv (fig. 7c ; fig. 8d).

Dacă admitem legea ca valabilă, şi acest lucru s-a verificat în foarte multe cazuri, înseamnă că realizarea unei progresii geometrice a numărului de segmente de ordine succesive este o stare către care tinde evoluţia în timp a oricărei reţele de drenaj. În anumite condiţii fizico-geografice, ea poate fi realizată dar nu reprezintă decît o fază a echilibrului dinamic. În acel moment, sistemul de drenaj este perfect adaptat la o anumită stare a transferului de masă şi de energie în interiorul bazinului. Este însă suficient să se producă o dereglare a unei variabile, sau a regimului fluxului de materie, pentru ca reacţia să se transmită şi reţelei de drenaj, care va tinde să se adapteze la o nouă stare de echilibru. De exemplu, o despădurire puternică într-un bazin de drenaj poate declanşa o reacţie în lanţ, cu repercursiuni şi asupra sistemului de drenaj.

Pentru a exista o deplină concordanţă între relaţia stabilită de R.E. H o r t o n şi cele amintite mai sus, este necesar a scoate din legea formulată expresia *primul termen este unitatea*, legea putînd fi formulată şi astfel : *numărul de segmente de rîu de ordine succesive, dintr-un bazin hidrografic dat, tinde să formeze o progresie geometrică inversă, în care primul termen (N_1) este dat de numărul cursurilor de ordinul 1, iar raţia o constituie raportul de confluenţă (R_c).*

În aceste condiţii, punctele corelaţiei vor fi analizate în raport cu ponderea fiecăruia. Este deci evident că cea mai mare pondere va trebui să o aibă cursurile de ordine inferioare, punctul pentru cel mai mare ordin putînd fi uneori chiar neglijat. Se poate astfel determina atît raportul

de confluenţă, folosind una din metodele amintite, cît şi valorile corespunzătoare fiecărui ordin, pornind de la punctele cu cea mai mare pondere care cad pe dreaptă; cînd aceasta se trasează din ochi, se poate folosi şi metoda punctelor alese pentru a-i determina ecuaţia.

Apare evident că, luînd calea inversă, se pot obţine pentru cursul de cel mai mare ordin şi valori sub — şi supraunitare. În acest caz valoarea obţinută ne arată în ce măsură segmentul respectiv este realizat pentru ordinul pe care-l poartă sub aspectul numărului de cursuri de ordine inferioare.

Aplicînd acest procedeu în cazul bazinului Crane Creek, s-a determinat, prin media ponderată, un raport de confluenţă de 2,89 şi o valoare de 0,44 pentru bazinul de ordinul 5. Aceasta înseamnă că în acele condiţii fizico-geografice, cu un raport de confluenţă dat, cursul de ordinul 5 însumează numai 44% din cursurile de ordine inferioare necesare realizării lui (fig. 6 Ad).

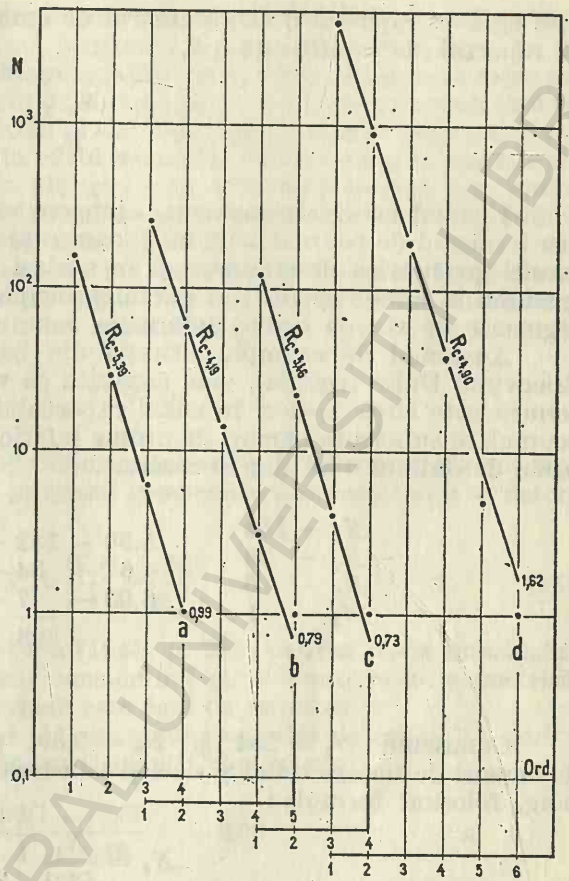


Fig. 8. — Legea numărului de rîuri pentru bazinele: *a* Sultanu la confluenţa cu Cociani; *b*, Brătei la confluenţa cu Ialomiţa; *c*, Raciu la confluenţa cu Ialomiţa; *d*, Lotru la confluenţa cu Oltul.

În cazul bazinului Vargens, folosind raportul de confluenţă determinat de autor, dar pornind de la cursurile de ordinul 1, se obţine o dreaptă care încadrează bine punctele.

Valoarea termenului de ordinul 4 dovedeşte că acest bazin, în condiţiile fizico-geografice date, este realizat în proporţie de 42% (fig. 6 Dd). Admiţînd o valoare constantă a raportului de confluenţă, paralel cu gradul de ramificare a reţelei de drenaj, el va fi pe deplin realizat, deci ordinul 4 egal cu unitatea, cînd numărul de cursuri de ordine inferioare va fi mult mai mare.

În felul acesta sistemul de clasificare amintit ar da răspuns şi la neajunsul conform căruia intervalele lui de clasă nu sînt cunoscute şi că două bazine, deşi au caracteristici diferite, au acelaşi ordin.

Pornind de la primul termen care poate fi obţinut prin numărare sau prin calcul, observăm că numărul de cursuri de un ordin oarecare x

este egal cu raportul dintre numărul de cursuri de ordin imediat inferior şi raportul de confluenţă (R_c).

$$N_x = \frac{N_{x-1}}{R_c} \tag{11}$$

Urmînd acest raţionament, ajungem să calculăm o valoare şi pentru termenul de cel mai înalt rang, care reprezintă ultimul termen al progresiei geometrice determinate şi în acelaşi timp ne dă indicaţii asupra gradului în care este realizat cursul principal sub aspectul numărului de segmente de rîu de ordine inferioare acumulate.

Analizînd de exemplu situaţia din bazinul Sultanului, afluent al Cricovului Dulce (fig. 8a), vom constata că valoarea calculată a ultimului termen este circa 1, deci în cazul raportului de confluenţă calculat sînt acumulate suficiente cursuri de ordine inferioare, pentru a considera acest bazin de ordinul 4 pe deplin realizat.

$N_1 - 154$
$N_2 - 28$
$N_3 - 6$
$N_4 - 1$

5,50	182	1 001
4,67	34	159
6,00	7	42
	223	1 202

$$R_c = \frac{1\,202}{223} = 5{,}39$$

Cunoscînd $N_1 = 154$ şi $R_c = 5{,}39$, putem determina numărul de cursuri de fiecare ordin şi deci şi valoarea termenului de cel mai înalt rang, folosind formula:

$$N_s = \frac{N_1}{R_c^{s-1}} \tag{12}$$

sau, în cazul de faţă

$$N_4 = \frac{N_1}{R_c^3} \qquad N_4 = \frac{154}{156} = 0{,}99$$

Valoarea obţinută pentru termenul de rangul 4 ne arată că acest ordin este realizat, în ceea ce priveşte acumularea cursurilor de ordine inferioare, în proporţie de 99%. Deci practic el poate fi considerat egal cu unitatea. Însă astfel de cazuri se întîlnesc cu o frecvenţă destul de mică în natură.

Pentru uşurinţa calculelor putem lucra şi considerînd progresia amintită ca fiind crescătoare şi atunci un termen oarecare (N_x) se determină folosind expresia:

$$N_x = N_s R_c^{s-x} \tag{13}$$

unde s reprezintă rangul termenului pentru rîul principal.

La pîrîul Brătei, amunte de confluența cu rîul Ialomița (fig. 8b), observăm că ultimul termen al progresiei are valoarea de 0,79, ceea ce dovedește că în condițiile fizico-geografice ale acestui bazin și la raportul de confluență existent, numărul de cursuri de ordine inferioare ar trebui să fie mult mai mare pentru ca bazinul să fie pe deplin realizat pentru ordinul pe care îl poartă. În schimb, în cazul bazinului rîului Lotru, în amunte de confluența cu Oltul, un bazin alungit, s-au acumulat treptat mai multe cazuri de ordine inferioare decît ar fi necesare pentru un bazin de ordinul 6 la un raport de confluență de 4,90 (fig. 8d).

Numărul total de segmente de rîu. Cunoscînd valorile determinate pentru fiecare ordin în parte, se poate trece la determinarea numărului total de segmente de rîu dintr-un bazin hidrografic dat. Acest lucru se poate face direct cunoscînd că:

$$N = N_1 + N_2 + N_3 + \ldots + N_s$$

sau folosind proprietățile progresiilor geometrice. Pentru aceasta cunoaștem că suma termenilor unei progresii geometrice descrescătoare se determină cu ajutorul formulei:

$$N = \frac{N_s(1 - R_c^s)}{1 - R_c} \qquad (14)$$

Expresia dată de H o r t o n (1945, p. 286) pentru suma numărului de rîuri se poate aplica numai considerînd șirul o progresie geometrică crescătoare, în care primul termen este egal cu unitatea.

Verificînd formula sumei (14) în cazul bazinului de ordinul 4, pîrîul Sultanului (amunte confluența cu Cociani), vom avea:

$$N = \frac{0{,}99(1 - 5{,}39^4)}{1 - 5{,}39} = 190$$

față de cele 189 segmente obținute din numărarea directă.

Numărul mare de cazuri analizate dovedește că este absolut necesar ca valoarea obținută pentru cursul de cel mai mare ordin să fie introdusă în calcul și să nu fie considerată întotdeauna egală cu unitatea.

Din analiza legii numărului de rîuri, determinată pentru un mare număr de bazine din zona carpatică, subcarpatică și de cîmpie, se constată că această lege se verifică foarte bine, deși avem de-a face cu o mare varietate de rocă, tectonică și structură. Se mai precizează faptul că, în trasarea dreptei în coordonate semilogaritmice, trebuie să ținem cont, în primul rînd, de cursurile de ordine inferioare, care sînt cele mai numeroase și care pot preciza foarte bine poziția dreptei. După cum am arătat, trecerea dreptei prin valoarea 1, pentru cursul de cel mai mare ordin, este o posibilitate realizabilă în foarte puține cazuri, dar nu este obligatorie.

Dacă, de exemplu, în cazul bazinului de ordinul 5 al Ialomiței la confluența cu Brăteiul (fig. 7b), sau în cazul bazinului de ordinul 6 Teleajen la Confluența cu Drajna (fig. 9B), am folosi acest principiu de a porni de la unitate, dreptele trasate nu ar avea nimic comun cu situația reală din bazin. Dacă am determina rația R_c a progresiei pe baza mediei ponderate și am avea ca punct de plecare valoarea 1, am obține o dreaptă

paralelă cu cea reală şi valori multm ai mari în comparaţie cu cele existente. Pornind tot de la unitate, dar prin media celorlalte puncte, am avea şi de data aceasta valori foarte eronate.

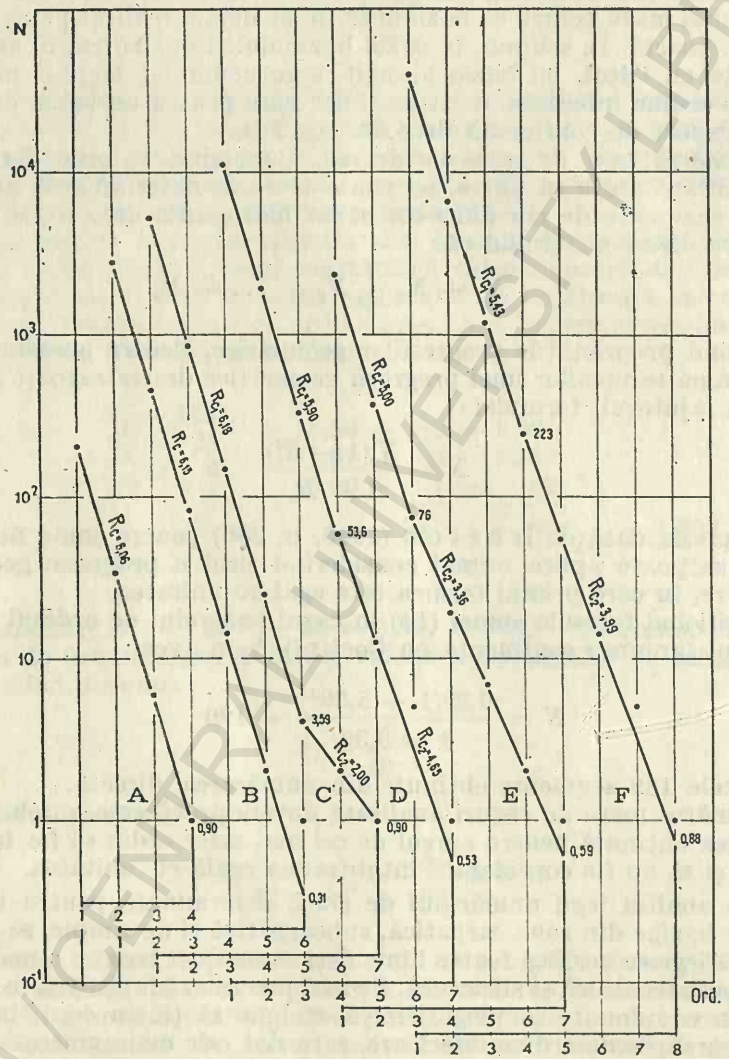


Fig. 9. — Legea numărului de riuri de ordine succesive pentru bazinele: *A*, Teleajenul la confluenţa cu pîrîul Gropşoarele; *B*, Teleajenul la confluenţa cu Drajna; *C*, Teleajenul la confluenţa cu Vărbilăul; *D*, Teleajenul la confluenţa cu Prahova; *E*, Sărata la confluenţa cu Ialomiţa; *F*, Ialomiţa la confluenţa cu Dunărea.

Considerăm deci că situaţia cea mai reală pentru trasarea dreptei este aceea care ţine cont de numărul de cursuri de ordine inferioare (fig. 7a, b; fig. 8b, c, d) şi nu de cursul de cel mai mare ordin, a cărui valoare nu este încă determinată. Acest lucru se va face numai după ce s-a precizat

bine dreapta pentru toate cursurile din bazinul hidrografic respectiv. În general, se constată că valoarea cursului de cel mai mare ordin nu poate fi obligatoriu egală cu unitatea. Ea depinde de numărul de cursuri de ordine inferioare, acumulate în funcţie de condiţiile specifice bazinului respectiv. Dintre aceste menţionăm : litologia, structura, tectonica, forma bazinului etc.

Un bazin dezvoltat în rocile uşor friabile din zona subcarpatică, va avea un raport de confluenţă mare, ceea ce înseamnă că pentru un ordin oarecare îi sînt necesare mai multe cursuri de ordine inferioare, în comparaţie cu un bazin de aceeaşi mărime din zona de cîmpie, dar cu un raport de confluenţă mult mai mic.

Forma bazinului este de asemenea un factor important pentru ierarhizarea reţelei hidrografice şi pentru legea numărului de rîuri. După cum am văzut, nu putem considera un curs de rîu ca avînd acelaşi ordin de la formare pînă la vărsare, indiferent de situaţie. Să analizăm, de exemplu, pîrîul Proviţa cu un bazin foarte alungit, avînd un raport de formă mic ($R_f = 0{,}329$).

Fiind dezvoltat în zona subcarpatică cu roci friabile şi cu un mare grad de fragmentare a reliefului, acest rîu trece foarte repede de la un curs de ordinul 4 la unul de ordinul 5, încă din bazinul superior (fig. 10I). Legea numărului de rîuri pentru suprafaţa bazinală acumulată pînă la confluenţa cu pîrîul Ocina dovedeşte existenţa unui curs de ordinul 5, dar realizat numai în proporţie de 35%. În continuare, pînă la confluenţa cu Cricovu Dulce, nu mai intervine nici un curs de ordinul 5 pentru a face saltul la un rîu de ordin superior. Forma alungită a bazinului permite numai acumularea cursurilor de ordine inferioare. În această situaţie apare evident o creştere a numărului de cursuri de ordinele 1—4, suficiente pentru a satisface realizarea unui curs de ordinul 5 (fig. 10 II B). Forma bazinului nu se modifică, acumularea cursurilor inferioare continuă, ajungînd ca în amunte de confluenţa cu Valea Murelor să realizeze şi 29% din cursurile necesare unui bazin de ordinul 6 (fig. 10IIC). La confluenţa cu Cricovu Dulce sînt acumulate suficiente cursuri de ordine inferioare pentru 2,25 bazine de ordinul 5 sau 41% din arterele necesare unui bazin de ordinul 6, fără ca saltul la acesta să se fi produs. Dealtfel, acesta este unul dintre puţinele cazuri cînd curba are la partea inferioară concavitatea orientată în jos. În majoritatea cazurilor, această concavitate este orientată în sus (S c h u m m, 1956) ceea ce dovedeşte că arterele hidrografice confluează cu mult înainte de a avea acumulat numărul de segmente de rîu necesare realizării ordinului pe care-l poartă cel mai mare segment. Deci saltul la un curs de ordin superior se poate produce la valori foarte diferite de realizare a acestuia, în funcţie de condiţiile specifice locale.

Din exemplele analizate se constată că dreapta care determină numărul cursurilor în funcţie de ordinul acestora este bine precizată pentru majoritatea bazinelor hidrografice. Am văzut însă că din punct de vedere geologic şi geomorfologic, bazinele rîurilor sînt foarte neomogene. Majoritatea cursurilor mai mari din ţara noastră se dezvoltă cel puţin în două mari unităţi de relief, fiecare cu specificul ei. Este şi normal ca în aceste condiţii şi gradul de ramificare a reţelei de văi să difere şi, odată cu acesta, şi raportul de confluenţă, care ne arată cîte cursuri de ordin inferior sînt necesare pentru a forma un curs de ordin superior în condiţiile respective.

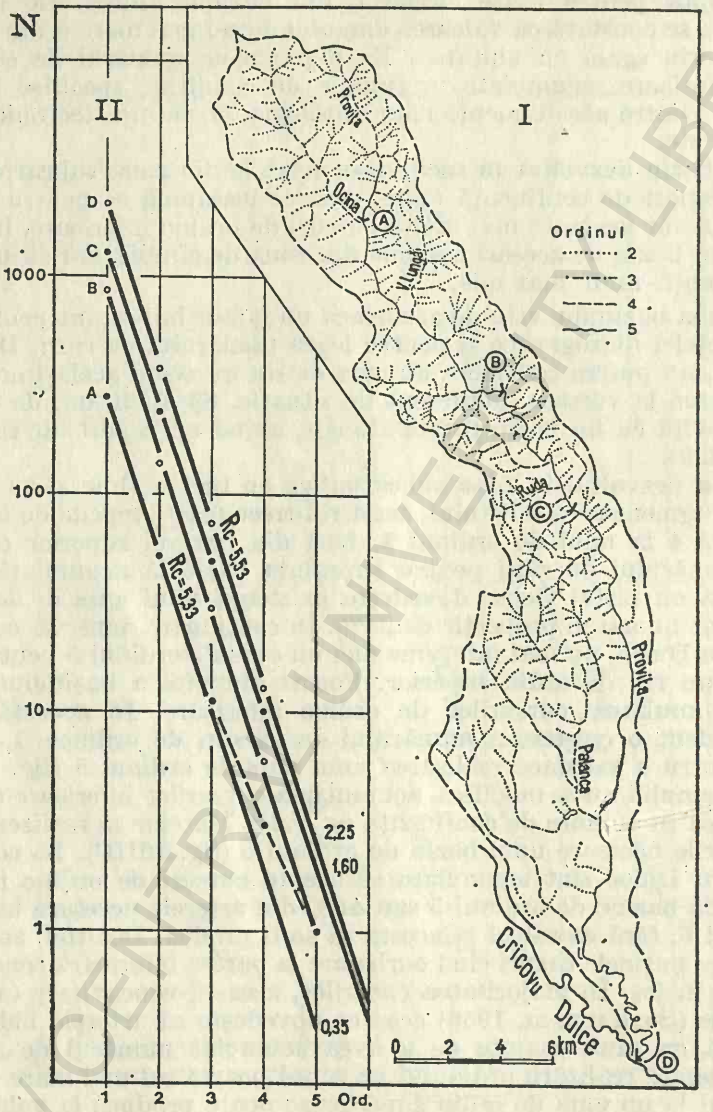


Fig. 10. — Bazinul hidrografic al pîrîului Proviţa.
I, Ierarhizarea reţelei de rîuri; *II*, legea numărului de rîuri determinată pentru diferite suprafeţe bazinale.

Trecerea de la o unitate de relief la alta, uneori chiar de la o rocă la alta, modifică acest raport. În situaţia bazinului Ialomiţa, de exemplu, trecerea de la zona subcarpatică la cea a cîmpiei piemontane şi de subsidenţă atrage după sine şi o scădere substanţială a raportului de confluenţă pentru cursurile de ordine superioare. Este normal ca partea inferioară a acestor curbe să aibă un alt raport de confluenţă, cu valoare mai mică (fig. 9F).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Cauza acestei abateri o constituie faptul că bazinul respectiv aparţine la două mari unităţi de relief. Este vorba de zona subcarpatică şi montană în care se dezvoltă bazinele superioare şi mijlocii ale acestor cursuri, unde se acumulează un număr mare de segmente de ordine inferioare, în condiţiile unui grad mare de fragmentare. Apoi, în zona cîmpiei piemontane şi a acelei propriu-zise, se acumulează cursurile de ordine superioare, fiind foarte mic numărul de cursuri de ordine inferioare.

Tocmai această trecere de la zona subcarpatică la cea de cîmpie duce la modificarea gradului de ramificare a reţelei hidrografice, la scăderea numărului de rîuri de fiecare ordin şi, odată cu aceasta, la scăderea raportului de confluenţă. Acest grad mic de ramificare a reţelei hidrografice are ca urmare un număr mai mic de segmente de rîu de fiecare ordin, dar, după cum vom vedea, lungimea acestora va fi foarte mare.

Un foarte bun exemplu, al modificării numărului de rîuri la trecerea de la zona subcarpatică la cea de cîmpie, se poate vedea în cazul bazinului Sărata (fig. 9 E). Obîrşiile pîraielor, care formează acest bazin, fragmentează puternic clina sudică a dealului Istriţa, ca apoi să dreneze zona de cîmpie a Mizilului. În acest caz se observă că segmentele de rîu de ordine inferioare sînt foarte numeroase pe pantele dealurilor. Trecerea la cîmpie corespunde cu organizarea reţelei în segmente de ordin mai mare, care de data aceasta sînt foarte puţine la număr. Acest lucru este legat deci de scăderea energiei de relief, care nu mai poate genera o fragmentare puternică. În zona deluroasă a acestui bazin, raportul de confluenţă atinge valoarea medie de 5,00, pentru ca odată cu trecerea la zona de cîmpie, raportul să scadă la 3,36. În aceste situaţii este mai corect să precizăm a doua dreaptă cu un alt raport de confluenţă. Cînd determinăm numărul total de rîuri din bazin pe baza formulei (14), situaţia se schimbă în cazul celor două drepte, cunoscînd că :

$$\sum_{i=1}^{s} N_i = \sum_{i=1}^{k} N_i + \sum_{i=k+1}^{s} N_i = \frac{N_k(1 - R_{c1}^k)}{1 - R_{c1}} + \frac{N_s(1 - R_{c2}^{s-k})}{1 - R_{c2}} \qquad (15)$$

Concret, în cazul bazinului Ialomiţa la confluenţa cu Dunărea, vom avea următoarea situaţie (fig. 9F) :

$$\sum_{i=1}^{8} N_i = \sum_{i=1}^{4} N_i + \sum_{i=5}^{8} N_i = \frac{N_4(1 - R_{c1}^4)}{1 - R_{c1}} + \frac{N_8(1 - R_{c2}^4)}{1 - R_{c2}} =$$

$$= \frac{223(1 - 5{,}43^4)}{1 - 5{,}43} + \frac{0{,}88(1 - 3{,}99^4)}{1 - 3{,}99} = \frac{-193\,645}{-4{,}43} + \frac{-222}{-2{,}99} = 43\,786$$

segmente de rîu.

Aprecierea ordinului de mărime. Una din criticile majore aduse sistemului de clasificare *Horton — Strahler* este aceea că, pentru intervalele dintre două ordine, nu se pot determina valori şi deci nu se pot face aprecieri cantitative. Această critică poate fi rezolvată pornind chiar de la formula (12), dar se impune a face distincţie între N_s care dă numărul de cursuri de ordinul s şi s care ar reprezenta ordinul real al cursului.

Dacă luăm de exemplu bazinul de ordinul 4 al pîrîului Valea Raciului amunte confluența cu Ialomița, vom obține următoarea progresie geometrică (fig. 8c)

$$\div\div 121\,;\ 22\,;\ 4\,;\ 1 \text{ valori măsurate}$$

și

$$\div\div 121\,;\ 22{,}2\,;\ 4{,}06\,;\ 0{,}743 \text{ valori calculate}$$

Din formula $N_s = N_1/R_c^{s-1}$ prin logaritmare obținem:

$$\text{Log } N_s = \log N_1 - (s-1)\log R_c$$

și

$$s = \frac{\log N_1 - \log N_s}{\log R_c} + 1 \qquad (16)$$

Cunoscînd valoarea lui $R_c = 5{,}46$ vom obține pentru $N_s = 1$ ordinul real al cursului principal.

$$s = \frac{2{,}08279}{0{,}73719} + 1 = 2{,}82 + 1 = 3{,}82$$

Apare deci evident că pentru un singur segment de rîu se poate calcula și ordinul cursului principal folosind formula amintită.

Este adevărat că la clasificarea cursurilor de fiecare ordin sîntem obligați să atribuim cursului principal un anumit rang, dar mărimea lui devine certă numai atunci cînd progresia geometrică, determinată de toate cursurile de ordine inferioare, indică acest lucru. În caz contrar, se va folosi în calculele ulterioare valoarea determinată pe baza formulei (12).

Deci valoarea ordinului real va fi obținută făcînd raportul logaritmilor cursurilor de primul ordin și al raportului de confluență, la care se adaugă o unitate.

Frecvența raportului de confluență. Valorile raportului de confluență, determinat pentru un mare număr de bazine de diferite ordine, dovedesc o oarecare legătură cu ordinul rîului. Astfel, pentru bazinele de ordine mici raporturile de confluență au în general valori mari, observîndu-se o scădere a acestora pentru cursurile de ordine superioare. Pentru un mare număr de bazine de ordinul 3, de exemplu, valorile raportului de confluență sînt cuprinse între 2,5 și 11,0, în timp ce pentru bazinele de ordin mai mare limitele de variație scad. Valorile raportului de confluență pentru circa 207 bazine de ordinul 4 sînt cuprinse între 4,50 și 6,00 în proporție de 57%, în timp ce valorile de la 6,01 la 7,50 se întîlnesc la numai 27% din cazurile analizate. O frecvență mult mai scăzută o au valorile mai mici de 4,50 (10,2%) și cele mai mari de 7,5 (5,8%) (fig. 11). Cele mai frecvente valori ale raportului de confluență apar între 5,0 și 5,5, pentru bazinele de ordinul 4 (23,7% din cazuri fiind cuprinse între aceste limite).

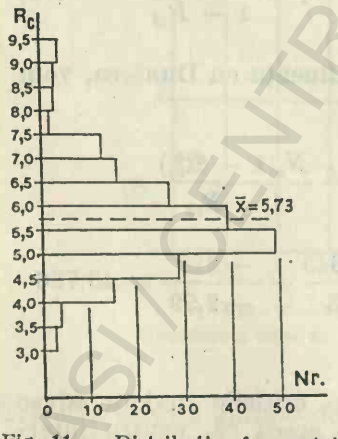


Fig. 11. — Distribuția frecvenței raportului de confluență pentru un eșantion de 207 bazine de ordinul 4, din cadrul sistemului hidrografic Ialomița.

Curba de distribuţie a frecvenţelor, întocmită pe baza acestor valori, arată o uşoară asimetrie pozitivă (fig. 11).

Variaţia mare a raportului de confluenţă, obţinut în special pentru bazinele mici, dovedeşte existenţa unei mari diversităţi a condiţiilor fizico-geografice locale, influenţa mişcărilor tectonice, a structurii şi în special a rocilor existente în bazin. Se observă, de asemenea, că la bazinele cu un grad mare de alungire, diferenţa între numărul cursurilor de ordine inferioare şi superioare este mare, fapt care duce la o creştere a raportului de confluenţă. Prezenţa unor valori relativ mari ale raportului de confluenţă presupune existenţa bazinelor în plină evoluţie şi a unui relief tînăr, supus încontinuu unei acţiuni de fragmentare. Atingerea unui echilibru al drenajului într-o regiune atît de fragmentată cum este zona carpatică şi subcarpatică a ţării noastre, cu o tectonică încă activă şi cu o litologie foarte eterogenă, este foarte greu de realizat. Faptul că cea mai mare parte a bazinelor de diferite ordine nu sînt realizate suficient pentru ordinul pe care-l poartă, dovedeşte că aceste sisteme hidrografice sînt într-un proces continuu de evoluţie, iar procesele de eroziune şi de fragmentare foarte active.

Evoluţia în timp a unei reţele de drenaj, sub aspectul numărului de rîuri de diferite ordine, tinde spre realizarea unui echilibru al sistemului respectiv.

Legătura dintre numărul total al segmentelor de rîu şi numărul celor de ordinul 1. În general se constată că cea mai mare pondere, sub aspectul numărului de rîuri dintr-un bazin hidrografic dat, o au cursurile de primul ordin. Urmărind legătura dintre acestea şi numărul total de segmente de rîu (N), se constată că între ele există o strînsă legătură, care pentru bazinul Ialomiţa se poate exprima prin relaţia (fig. 12) :

$$N = 1{,}204\, N_1 \text{ sau } N_1 = 0{,}831\, N$$

Deci, în cazul în care pentru un bazin dat cunoaştem numărul de segmente de ordinul 1, putem foarte uşor determina numărul total de segmente pe baza acestei expresii. Legătura rămîne valabilă şi pentru valorile medii e bazinelor de diferite ordine, sau chiar pentru bazine dezvoltate în diferite condiţii de tectonică şi de rocă.

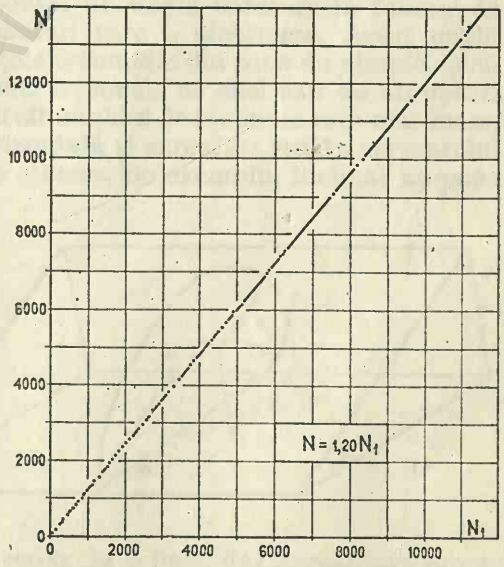


Fig. 12. — Legătura dintre numărul de segmente de ordinul 1 (N_1) şi numărul total de segmente de rîu (N) din bazinul Ialomiţa.

Faptul că cea mai mare pondere o au cursurile de ordinul 1, apropie întrucîtva acest sistem de clasificare de cele elaborate de R.L. Shreve (1966) şi A.E. Scheidegger (1965), care pun un mare accent pe arterele de primul ordin din cadrul bazinului studiat. Se poate face, în felul acesta, şi trecerea de la prezentul sistem la cele amintite, pentru a estima mărimea bazinului respectiv. O legătură directă se constată şi între numărul de segmente de rîu de primul ordin şi mărimea bazinului respectiv. Astfel, cu cît este mai mare numărul de segmente de primul ordin, cu atît este mai mare ordinul bazinului, ceea ce înseamnă că sporirea numărului de segmente atrage după sine şi o creştere a ordinului de mărime al cursului principal.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

SUPRAFAŢA BAZINELOR HIDROGRAFICE

Suprafaţa oricărui bazin hidrografic este drenată de o reţea de artere ale căror dimensiuni sînt legate direct de mărimea suprafeţei drenate. Modul cum suprafaţa bazinului este împărţită pentru drenaj depinde de o serie de factori, dintre care remarcăm energia de relief, litologia şi structura depozitelor, care dau o anumită rezistenţă suprafeţei bazinului. Aceasta este protejată apoi de soluri, de pătura vegetală şi atacată de factorii meteorologici, în primul rînd de precipitaţii. Interacţiunea acestor două grupe de factori, exercitată de-a lungul timpului, a generat aspectele actuale care sînt în continuă evoluţie.

CORECTAREA PROIECŢIEI CARTOGRAFICE A SUPRAFEŢEI

Suprafaţa unui bazin hidrografic, delimitată printr-un perimetru care corespunde cu traseul cumpenelor de apă, poate fi măsurată prin planimetrare. Ea reprezintă proiecţia orizontală a unei suprafeţe topografice reale, care face cu planul orizontal un unghi oarecare în funcţie de înclinarea medie a mulţimii de planuri care o alcătuiesc. Acest unghi poate varia de la 0°, pentru suprafeţele orizontale din zona de cîmpie, pînă la 90°, pentru pereţii verticali întîlniţi în zonele de chei sau de abrupturi stîncoase din zona montană. Deci, cu cît unghiul de înclinare este mai mare, cu atît diferenţa dintre proiecţia orizontală şi suprafaţa reală a versantului va fi mai mare (fig. 13). Un perete stîncos, de exemplu, înclinat aproape

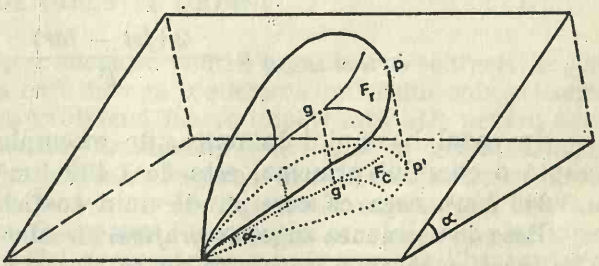


Fig. 13. — Suprafaţa reală (F_r) şi proiecţia cartografică (F_c) a unui bazin hidrografic.

la 90°, apare în proiecţie orizontală redus la o linie, dar în realitate suprafaţa lui este cu mult mai mare. Pentru a preîntîmpina aceste neajunsuri, cînd se lucrează cu suprafeţe mici, mai ales în regiunile cu relief foarte accidentat, se recomandă a se lucra cu suprafaţa reală (F_r), care uneori poate fi apreciabil mai mare decît proecţia ei cartografică (F_c) (fig. 13).

Pentru a obține suprafața reală a unui bazin dat, cînd cunoaștem panta medie a suprafeței lui (α), folosim formula:

$$F_r = \frac{F_c}{\cos \alpha} \tag{17}$$

De exemplu, pentru un bazin dezvoltat în zona montană cum este Rîu Mare, care își adună apele din Munții Retezat și are la stația hidrometrică Pădeșel o suprafață în proiecție orizontală de 328 km² și o pantă medie a suprafeței bazinului de 418‰ vom avea:

$F_r = \frac{F_c}{\cos \alpha} = \frac{328}{0{,}923} = 355$ km², ceea ce presupune o diferență între suprafața reală și proiecția ei orizontală de 8,2 % (27 km²). Pentru Someșu Mare, la distanța hidrometrică Rodna, unde panta medie a bazinului este de 426‰, proiecția cartografică a suprafeței de 288,5 km², suprafața reală rezultată ar fi de 313,6 km².

Dacă analizăm însă un bazin din zona de cîmpie, unde panta medie are în general valori mici, vom constata că se poate lucra foarte bine cu proiecția cartografică fără a mai efectua corectarea acesteia. De exemplu, pentru rîul Obedin, care la confluența cu Jiul însumează 478 km², și o pantă medie de 58‰, diferența este de numai 1 km².

DISPUNEREA SUPRAFEȚELOR FAȚĂ DE AXA DE DRENAJ

Pentru a avea o imagine asupra modului cum este dispusă suprafața bazinului față de principala axă de drenaj, se folosesc mai multe procedee. Un astfel de procedeu constă în calcularea *coeficientului de asimetrie a bazinului* (a), cunoscînd suprafața aferentă pe partea dreaptă (*fdr*) și pe partea stîngă (*fst*) a cursului principal, folosind expresia (T. Morariu, I. Pișota, I. Buta, 1962):

$$a = \frac{2\,(fst - fdr)}{F} \tag{18}$$

În cazul bazinului Ialomița, de exemplu, suprafața de pe partea dreaptă a cursului principal este de 1 400 km², iar de pe partea stîngă de 8 600 km², ceea ce corespunde unui coeficient de asimetrie de 1,44.

Este de asemenea sugestiv *graficul circular de repartiție a suprafețelor pe bazine și subbazine*, în care se poate face și o reprezentare procentuală a ponderii suprafețelor aferente celor doi versanți. Cunoscînd situația repartiției acestora în diferite secțiuni ale cursului principal și pe afluenții mai importanți, se recomandă întocmirea unui grafic de creștere a suprafeței bazinului în raport cu lungimea cursului principal T. Morariu, I. Pișota, I. Buta, 1962). Acesta se poate întocmi și în cazul ierar-

hizării bazinelor hidrografice în sistemul *Horton — Strahler*, pentru a urmări distribuția suprafețelor ce revin bazinelor de diferite ordine și creșterea proporțională a acestora odată cu ordinul de mărime al bazinelor hidrografice (fig. 14).

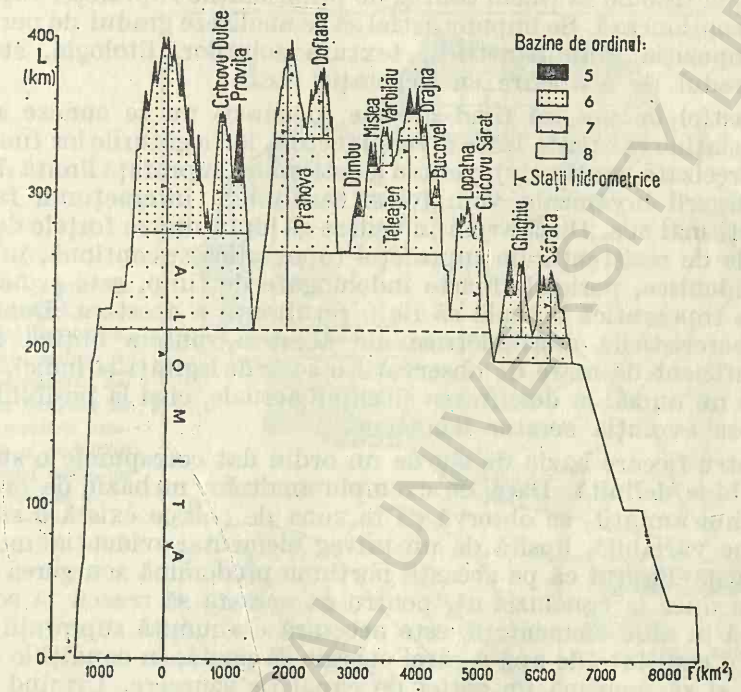


Fig. 14. — Graficul de creștere a suprafeței bazinului riului Ialomița.

SUPRAFAȚA NECESARĂ APARIȚIEI BAZINELOR HIDROGRAFICE DE DIFERITE ORDINE

Determinarea suprafeței necesare pentru organizarea scurgerii superficiale și deci pragul de la care începe modelarea reliefului sub acțiunea eroziunii liniare constituie o problemă foarte importantă atît pentru activitatea practică, cît și pentru studiile de hidrologie și geomorfologie. Abordarea unor astfel de probleme se impune cu atît mai mult cu cît în condițiile utilizării intensive a terenurilor în pantă, suprafețele afectate de eroziune cresc vertiginos. Pe măsura intervenției omului, complexitatea fenomenului crește. Apar, astfel, nenumărate zone în care echilibrul natural al forțelor de rezistență la eroziune este distrus în favoarea celor care produc eroziunea și pot fi scoase din circuitul agricol suprafețe din ce în ce mai mari. Dacă avem în vedere faptul că un procent destul de mare din suprafața arabilă a țării noastre este afectat de eroziune și că principalul vinovat este rețeaua hidrografică, ne dăm seama și mai bine cît de importantă este cunoașterea legilor de formare și de evoluție a acestor fenomene.

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Factorii care determină suprafaţa minimă de apariţie a scurgerii organizate în talveguri elementare şi deci momentul în care un şuvoi de apă începe a-şi încastra albia în suprafaţa topografică, sînt destul de numeroşi şi relaţiile dintre ei destul de complexe. Nu este suficient să urmărim numai caracteristicile precipitaţiilor (intensitate, durată, cantitate etc.), ci trebuie să ţinem cont şi de proprietăţile suprafeţei topografice care le recepţionează. Se impune astfel să se analizeze gradul de permeabilitate, compoziţia granulometrică, textura solurilor, litologia, structura, panta, gradul de acoperire cu vegetaţie etc.

O astfel de analiză fiind greoaie (deoarece nu se cunosc suficient de bine relaţiile existente între diverşii factori, iar legăturile lor funcţionale nu sînt precizate cantitativ), pentru a determina suprafaţa limită de apariţie a scurgerii organizate vom folosi rezultanta interacţiunii factorilor menţionaţi mai sus. Dacă avem în vedere că lupta dintre forţele de eroziune şi cele de rezistenţă ale suprafeţei topografice se continuă, în condiţii aproape identice, perioade foarte îndelungate de timp, este şi normal ca suprafaţa topografică actuală să fie o rezultantă a acestora. Deci, urmărînd caracteristicile morfometrice ale acesteia, putem obţine dintr-un număr suficient de mare de observaţii o serie de legităţi şi indici, care ne pot ajuta nu numai la descifrarea situaţiei actuale, ci şi la posibilitatea de a prognoza evoluţia acestor fenomene.

Pentru fiecare bazin de rîu de un ordin dat corespunde o suprafaţă bazinală bine definită. Dacă de exemplu analizăm un bazin de ordinul 1, din sistemul amintit, se observă că în zona de obîrşie există o suprafaţă de mărime variabilă, lipsită de un talveg elementar evidenţiat morfologic (fig. 15 Aa). Faptul că pe această porţiune predomină scurgerea neorganizată, ne duce la concluzia că, pentru ca aceasta să treacă la scurgerea organizată în albii elementare, este necesară o anumită suprafaţă care să colecteze o cantitate de apă a cărei energie să poată, în condiţiile date, să sculpteze şi să menţină un astfel de canal de scurgere. Urmînd această cale, este normal ca un bazin de ordinul 2 să nu poată apărea decît după unirea suprafeţelor bazinale aferente a două cursuri de ordinul 1. Unirea suprafeţelor bazinale a două cursuri de ordinul 2 constituie momentul de apariţie al unuia de ordinul 3 etc. De la apariţia unui astfel de bazin, pînă la unirea lui cu un altul de acelaşi ordin, mai au loc o serie de acumulări cantitative, care duc şi la o creştere a suprafeţei bazinale (Fig. 15 B). Deci un curs de apă, de orice ordin, trebuie să aibă o suprafaţă bazinală minimă necesară apariţiei şi una necesară menţinerii şi dezvoltării acestuia (fig. 15 A). Pentru a ajunge însă la determinarea suprafeţei limită de apariţie a scurgerii organizate, vom porni de la suprafaţa minimă de formare a bazinelor de diferite ordine, cunoscînd că un bazin de un ordin oarecare x apare numai prin unirea a două bazine de ordine imediat inferioare $x-1$.

$$F'_x = 2\,F'_{(x-1)} \tag{19}$$

Astfel, pentru a determina, de exemplu, care este suprafaţa minimă necesară formării unui bazin de ordinul 6 însumăm suprafeţele primelor două bazine de ordinul 5, la a căror unire a apărut. Urmînd acelaşi procedeu pentru toate bazinele de ordine inferioare existente în bazinul respectiv,

se ajunge la un număr suficient de mare de determinări pentru fiecare ordin în parte. Se obţine deci un şir de valori cu suma suprafeţelor minime de apariţie a bazinelor hidrografice. Datele obţinute se împart la numărul de bazine analizate şi noul şir se reprezintă în coordonate semilogaritmice

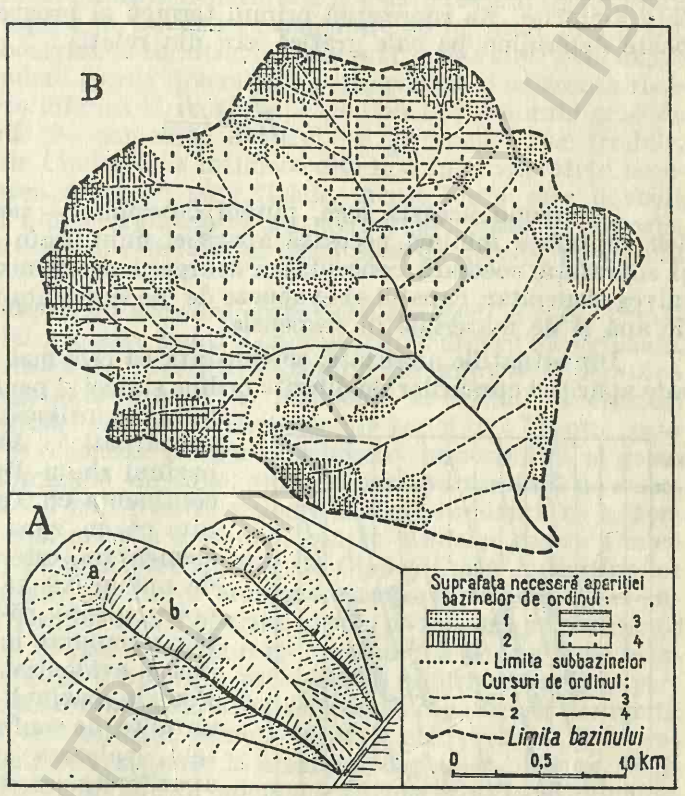


Fig. 15. — Suprafaţa necesară apariţiei bazinelor de diferite ordine. *A*, Schiţa pentru bazinele de primul ordin; *a*, suprafaţa necesară apariţiei bazinului de ordinul 1; *b*, suprafaţa necesară menţinerii şi dezvoltării acestuia. *B*, schiţa pentru un bazin de ordinul 4.

în raport cu ordinul bazinelor (fig. 16) Se constată că între acestea există o legătură direct proporţională. Verificarea ei într-un număr mare de cazuri a scos în evidenţă următoarea legitate : *suprafaţa necesară apariţiei bazinelor de ordine succesive tinde să formeze o progresie geometrică crescătoare, avînd ca prim termen suprafaţa de apariţie a bazinelor de primul ordin* (f'_1), *iar ca raţie* ($r_{f'}$) *raportul acestor suprafeţe.*

Dacă vom nota şirul suprafeţelor medii astfel obţinute cu :

$$\div f'_1, f'_2 f'_3, f'_4, \ldots, f'_n$$

atunci, cunoscînd proprietăţile progresiilor geometrice, termenul general se va putea calcula pe baza expresiei :

$$f'_i = f'_1 r_f^{i-1} \qquad (20)$$

Raţia acestei progresii se poate determina, folosind media ponderată a valorilor obţinute, media aritmetică a rapoartelor parţiale, sau determinînd panta dreptei trasată prin media punctelor.

Suprafaţa necesară apariţiei bazinelor de primul ordin este greu de determinat cartografic, putîndu-se însă foarte uşor obţine pe baza legităţii amintite. Ea reprezintă primul termen al progresiei geometrice şi se poate determina pe cale grafică sau din relaţia :

$$f'_1 = \frac{f'_s}{r_{f'}^{s-1}} \qquad (21)$$

Cunoscînd această lege, putem determina — pentru un sistem dat — atît suprafaţa minimă necesară apariţiei unui bazin de primul ordin, cît şi suprafaţa necesară concentrării scurgerii neorganizate şi formării unui talveg elementar, capabil să evacueze de pe suprafaţa respectivă surplusul de apă şi de materiale în suspensie.

Din situaţiile analizate, se constată că cele mai mici suprafeţe necesare apariţiei cursurilor de diferite ordine şi deci şi pentru cursurile de ordinul 1, se întîlnesc în bazinele din zona subcarpatică. Astfel, dacă analizăm bazinul rîului Drajna în amunte de confluenţa cu Teleajenul, vom constata că, în zona de obîrşie a reţelei elementare, este necesară o suprafaţă de numai 0,9 ha pentru ca scurgerea neorganizată să-şi poată forma un făgaş sculptat în suprafaţa topografică şi evidenţiat morfologic (fig. 16). Pentru bazinul rîului Lopatna în amunte de confluenţa cu pîrîul Sărăţelu, valoarea suprafeţei limită de apariţie a scurgerii organizate este de 1,17 ha, în timp ce pentru pîrîul Sărăţel amunte confluenţa cu Lopatna creşte la 5,0 ha (fig. 16). Acest lucru este foarte explicabil dacă avem în vedere că unul dintre cei mai importanţi afluenţi ai Sărăţelului (pîrîul Bălţeşti), drenează Depresiunea Podeni, unde energia de relief este mică, depozitele aluvionare au un grad de permeabilitate sporit şi, deci, este necesară o suprafaţă de teren mult mai mare pentru ca surplusul de apă, în condiţiile fizico-geografice date, să-şi poată forma un făgaş de scurgere.

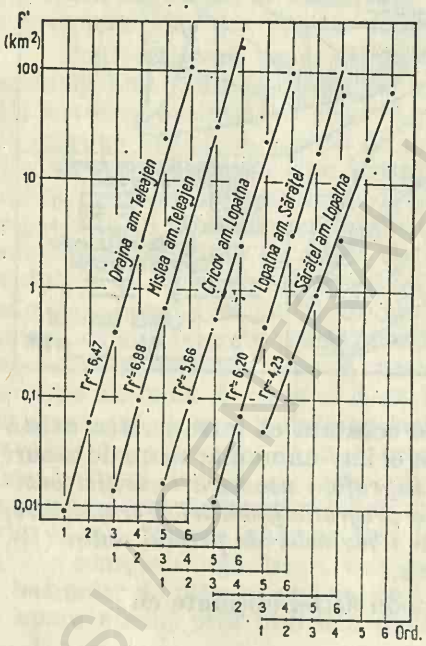


Fig. 16. — Legea suprafeţei medii de apariţie a bazinelor de diferite ordine.

Din analiza datelor obţinute, se poate constata că suprafaţa necesară pentru organizarea scurgerii în talveguri elementare este strîns legată de ansamblul factorilor geografici; dintre aceştia însă un rol deosebit îl au condiţiile de rocă, tectonică, structură, grad de acoperire cu vegetaţie etc.

În funcție de marile unități de relief, constatăm că în zona montană suprafața necesară pentru organizarea scurgerii superficiale este mai mare decît cea existentă în zona subcarpatică. În zona de cîmpie, unde energia de relief și panta au valori foarte mici și unde predomină în general depozitele cu un grad de permeabilitate mai mare, este normal ca suprafața necesară pntru organizarea scurgerii în talveguri elementare să fie mult mai mare. Faptul că în zona subcarpatică se întîlnesc cele mai mici valori este explicabil dacă avem în vedere marea diversitate petrografică și existența rocilor cu rezistența foarte diferită la eroziune, care dau naștere unui grad de fragmentare puternică. Se constată, dealtfel, că pe rocile ușor friabile, cum sînt pietrișurile de Cîndești, se întîlnesc cele mai mici suprafețe necesare pentru organizarea scurgerii superficiale. Acest lucru este dovedit și de legătura strînsă dintre organizarea scurgerii superficiale și litologie, pe de o parte și fragmentarea reliefului și densitatea de drenaj, pe de altă parte.

Legătura dintre suprafața necesară organizării scurgerii și rocă. Urmărind variația suprafeței necesare pentru organizarea scurgerii superficiale, numai în funcție de litologie, în cadrul bazinului Ialomița se constată că aceasta este strîns legată de gradul de rezistență al rocilor la eforturi mecanice. Astfel, pe șisturile sericito-cloritoase ale seriei de Leaota, care au o mare rezistență la eroziune, pentru ca scurgerea superficială să genereze prima unitate de lungime de albie, este necesară o suprafață de colectare a apelor de circa 6,0 ha. Această valoare scade pe măsură ce trecem la roci cu o rezisteță mai mică la eroziune, pentru a atinge cea mai mică valoare (circa 1,0 ha) în zona pietrișurilor de Cîndești și a formațiunilor friabile supuse unei intense acțiuni de eroziune, cum se întîlnește, de exemplu, în bazinul rîului Drajna sau Lopatna. Apoi, pe măsură ce rezistența rocilor devine din ce în ce mai mică, paralel cu scăderea pantei și cu creșterea capacității de reținere a apei din precipitații, ca urmare a unei permeabilități mai ridicate, crește și suprafața necesară organizării scurgerii. O serie de factori cum sînt solurile, pătura vegetală etc. protejează suprafața topografică și-i măresc rezistența la eroziune, dar acest lucru se realizează pe o adîncime relativ mică. Din moment însă ce eroziunea în adîncime s-a declanșat și pătura superficială de sol sau depozitele de pantă acoperitoare au fost îndepărtate, evoluția noului talveg apărut se face în funcție de pantă și de rezistența la eroziune pe care o are roca de bază. Tot această rezistență pare să fie, în linii mari, și principalul factor care determină înaintarea regresivă a talvegului și deci micșorarea suprafeței necesare pentru organizarea scurgerii.

Cunoașterea acestui prag este util pentru activitatea practică, deoarece cunoscînd — într-o regiune dată — care este, în medie, suprafața minimă de pe care apele adunate ar putea forma un talveg elementar, se pot lua măsuri de protejare, sau de mărire a rezistenței suprafeței topografice la acțiunea factorilor erozivi.

Pe baza celor analizate, se poate preciza că acțiunile de defrișare desfășurate în special în zonele formate din roci friabile, cum sînt pietrișurile de Cîndești, sau formațiunile pliocene, pot duce într-un timp scurt, dacă nu se iau măsuri de protejare, la o puternică acțiune de ramificare a rețelei hidrografice. Eroziunea în aceste zone va fi mult accelerată, dacă avem în vedere că talvegurile elementare se înmulțesc în progresie geo-

metrică. Iată de ce se impun studii analitice pentru cunoaşterea acestor fenomene şi adoptarea imediată a măsurilor de protejare a zonelor expuse.

Legătura dintre suprafaţa necesară formării bazinelor de ordinul 3 şi rocă. Suprafaţa necesară apariţiei bazinelor de diferite ordine este, după cum am arătat, influenţată de ansamblul factorilor fizico-geografici şi, în primul rînd, de rocă, tectonică şi structura geologică. La bazinele mai mari de ordinul 4, se observă, în general, în condiţiile zonei subcarpatice, o creştere a gradului de neomogenitate litologică. La bazinele de ordine inferioare însă, omogenitatea este din ce în ce mai mare, încît bazinele de primul ordin se dezvoltă în cea mai mare parte în condiţiile unei litologii omogene.

Pentru a putea urmări legătura dintre suprafaţa necesară formării bazinelor de diferite ordine şi litologie, s-a făcut o clasificare a formaţiunilor litologice după gradul de tărie. S-au analizat apoi circa 550 de bazine de ordinul 3, care au o omogenitate litologică fără a ţine cont de structură şi tectonică.

Urmărind legătura dintre rezistenţa geologică (*Rg*) şi suprafaţa medie necesară apariţiei bazinelor de ordinul 3, se constată că formaţiunile consolidate se comportă diferit. Astfel, şisturile sericito-cloritoase ale seriei de Leaota, care au o rezistenţă mare la eroziune (categoria 9), deşi se impun printr-o energie de relief mare, s-ar părea la prima vedere că sînt foarte fragmentate. În realitate însă, din seria rocilor consolidate, acestea au cea mai mare suprafaţă medie necesară apariţiei bazinelor de ordinul 3 (fig. 17). Urmează, apoi, atît ca rezistenţă, cît şi ca suprafaţă medie a bazinelor de ordinul 3, stratele de Teleajen, cele de Sinaia şi flişul de Şotrile. Suprafaţa medie de apariţie a bazinelor de ordinul 3, se micşorează în continuare, pe măsura scăderii categoriei de rezistenţă a rocilor (*Rg*), încît în cazul depozitelor helveţiene, valoarea suprafeţei medii este aproape jumătate din cea măsurată pe şisturile seriei de Leaota. Seria rocilor consolidate se încheie cu stratele de Cîndeşti (categoria 4), formate din argile, nisipuri şi pietrişuri, uneori destul de bine cimentate încît pot rezista în versanţi cu pante pînă la 90°. Pornind deci de la şisturile seriei de Leaota pînă la pietrişurile de Cîndeşti, suprafaţa necesară apariţiei bazinelor de ordinul 3 scade încontinuu atingînd cea mai mică valoare în cazul acestora din urmă (fig. 17).

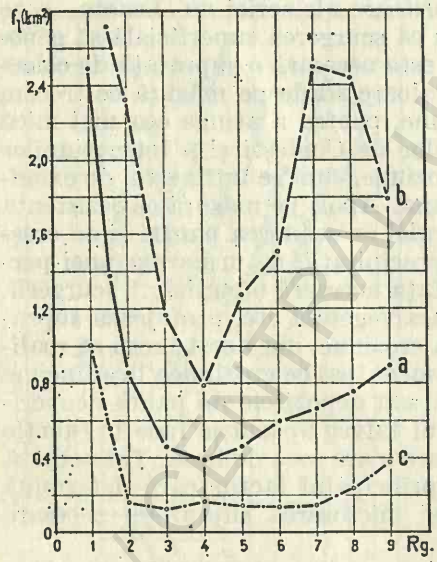


Fig. 17. — Graficul de variaţie al suprafeţelor limită (f_l) de apariţie a bazinelor de ordinul 3 din cadrul bazinului Ialomiţa, în funcţie de categoria rezistenţei geologice (*Rg*):
a, suprafeţe medii; *b*, suprafeţe maxime; *c*, suprafeţe minime.

În cazul rocilor neconsolidate, cu rezistenţă mică la eroziune, se constată o creştere a suprafeţelor medii necesare formării bazinelor de ordinul

3, pe măsură ce gradul de tărie scade, iar permeabilitatea crește. Astfel, de la complexele de argile, marne, nisipuri și pietrișuri rare întîlnite din pontian pînă în levantin, valorile suprafețelor cresc pe măsură ce trecem la pietrișurile pleistocenului superior, sau la depozitele loessoide, (cateoria 1) unde sînt necesare cele mai mari suprafețe pentru a apare un bazin de ordinul 3 (fig. 17). Legătura stabilită dovedește că cele mai mici suprafețe necesare apariției bazinelor de ordinul 3 nu se întîlnesc în zona montană, ci în zona subcarpatică alcătuită din roci puțin consolidate și ușor friabile, cum sînt stratele de Cîndești, sau depozitele mio-pliocene. În schimb, cele mai mari suprafețe se întîlnesc în zonele joase, de cîmpie, acoperite cu depozite loessoide.

Deși valorile maxime și minime ale suprafețelor necesare apariției bazinelor de ordinul 3 pot apărea accidental, din cauza structurii și a tectonicii, și deci fără o semnificație prea mare, se constată totuși și la acestea aceeași tendință ca și în cazul valorilor medii (fig. 17 b, c). Dacă avem în vedere faptul că reacția de răspuns a unei suprafețe oarecare față de acțiunile externe (precipitații, eroziune, acțiune antropică) este pe măsura rezistenței potențiale pe care o are, apare evident că litologia este un factor esențial, care, după cum am văzut, se impune și în dimensionarea suprafețelor necesare apariției bazinelor de diferite ordine. Nu putem însă neglija nici restul factorilor geografici, dar pentru o perioadă îndelungată de timp, rolul acestora este mai mic și este înglobat la aceeași rezultantă.

MODELUL MORFOMETRIC AL SUPRAFEȚELOR

Împărțirea pentru drenaj a suprafețelor aferente cursurilor de diferite ordine nu se face la întîmplare, ci după anumite legi care pot fi cunoscute. Aceasta înseamnă că fiecare bazin hidrografic poate fi individualizat din acest punct de vedere în funcție de anumiți parametri care-l caracterizează. Pentru a stabili un model morfometric al suprafețelor este necesar să cunoaștem legea numărului de segmente de rîu sau a bazinelor de diferite ordine, legea suprafețelor însumate și a celor medii.

Legea suprafețelor însumate. După delimitarea bazinelor de ordine succesive, suprafața acestora se planimetrează și apoi se însumează suprafețele bazinelor de același ordin din cadrul unui sistem hidrografic dat. Repetînd operația pentru fiecare ordin în parte, se obține un șir de valori cu suprafețele însumate ale bazinelor de ordine succesive. Vom nota aceste valori cu F_1 pentru suprafața tuturor bazinelor de primul ordin, cu F_2 pentru cele de ordinul 2 etc., pînă la suprafața bazinului de cel mai mare ordin (F_s).

Din reprezentarea acestor valori pe un grafic în coordonate semilogaritmice, în raport cu ordinul de mărime al bazinelor, se remarcă faptul că ele schițează o dreaptă (fig. 18). Această dependență funcțională, verificată într-un mare număr de cazuri, atestă existența unei reguli, după care crește sau scade valoarea suprafețelor însumate pentru diferite ordine. Se ajunge astfel la precizarea unei legi care arată că *suprafețele însumate pentru bazinele de ordine succesive dintr-un sistem hidrografic dat tind să formeze o progresie geometrică, avînd ca prim termen suprafața însumată*

a bazinelor de ordinul 1 (F_1), *iar, ca raţie, raportul suprafeţelor însumate* (R_F). Progresia geometrică rezultată se poate scrie sub forma :

$$\div F_1,\ F_2,\ F_3 \ldots F_{s-1},\ F_s$$

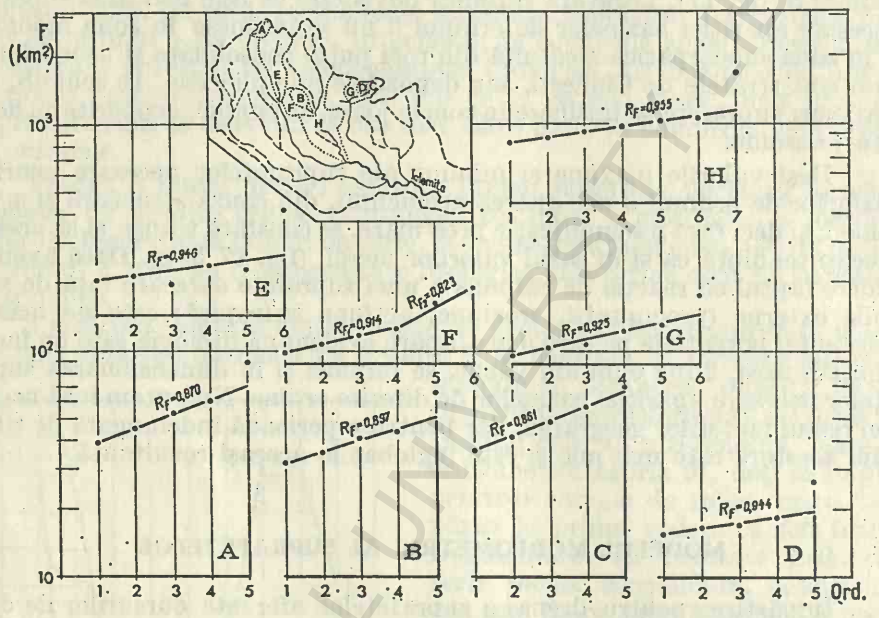


Fig. 18. — Legea suprafeţelor însumate pentru bazinele :
A, Azuga la confluenţa cu Prahova; *B*, Cosmina la confluenţa cu Mislea; *C*, Cricovu Sărat la confluenţa cu Salcia; *D*. Sălcia la confluenţa cu Cricovu Sărat; *E*, Doftana la confluenţa cu Prahova; *F*, Mislea la confluenţa cu Teleajenul; *G*, Cricovu Sărat la confluenţa cu Lopatna; *H*, Teleajen la confluenţa cu Prahova.

Estimarea termenului general al acesteia se face pe baza formulei :

$$F_s = \frac{F_1}{R_F^{s-1}} \tag{22}$$

sau, pentru a se determina un termen oarecare (x), cînd se cunoaşte valoarea termenului general :

$$F_x = F_s\, R_F^{s-x} \tag{23}$$

Această expresie este însă mai puţin folosită, deoarece, după cum se remarcă din reprezentarea grafică, valoarea pentru suprafaţa bazinului de cel mai mare ordin se abate de la regulă (fig. 18).

Raţia, care dă în acelaşi timp şi panta dreptei, este egală cu raportul suprafeţelor însumate şi se calculează pe baza mediei ponderate, a mediei aritmetice, sau se trasează dreapta care încadrează cel mai bine punctele

BCU IAŞI CENTRALA UNIVERSITARĂ LIBRARY

și i se determină panta. Putem de exemplu, considera două puncte la interval de două clase, doi și patru sau trei și cinci și cunoscînd că :

$$F_3 = F_5 R_F^{5-3} \text{ sau } R_F^2 = \frac{F_3}{F_5} \text{ de unde } R_F = \sqrt{\frac{F_3}{F_5}}$$

Luînd ordinele 2 și 4 pentru bazinul pîrîului Salcia la confluența cu Cricovu Sărat vom avea :

$$F_2 = 16{,}5 \text{ km}^2 \text{ și } F_4 = 18{,}4 \text{ km}^2 \text{ (fig. 18 D)}$$

Deci putem spune că :

$$R_F = \sqrt{\frac{16{,}5}{18{,}4}} = 0{,}944$$

În cazul în care se consideră termenii situați la interval de trei sau patru clase, ordinul radicalului va fi egal cu diferența dintre ordinul celor două clase.

Dacă analizăm, de exemplu, valorile măsurate pentru suprafețele bazinelor de ordine succesive, în cazul sistemului Azuga la confluența cu Prahova, vom avea următorul șir, dat de sumele corespunzătoare fiecărui ordin, de la 1 la 5.

$$\div 39{,}59 ; \ 45{,}5 ; \ 52{,}3 ; \ 60{,}2 ; \ 89{,}6$$

Din reprezentarea grafică (fig. 18 A) se observă că primii patru termeni formează o progresie geometrică a cărei rație este $R_F = 0{,}870$.

Urmărite pentru un număr mare de bazine de ordinul 5, valorile obținute indică progresii geometrice crescătoare cu rații subunitare, valoarea medie pentru toate bazinele de ordinul 5 din cadrul sistemului hidrografic Ialomița fiind de 0,93. Apar, însă, și situații în care valorile obținute precizează o progresie geometrică descrescătoare, cu rația subunitară, sau chiar un șir monoton, în cazul în care raportul suprafețelor est egal cu unitatea. Progresia descrescătoare apare mai frecvent la bazinele cu un pronunțat grad de alungire. La bazinele de ordine mai mari sînt și cazuri în care valorile obținute pun în evidență două drepte distincte, una valabilă pentru bazinele de ordine inferioare și alta pentru cele superioare, cum este cazul bazinului Mislei la confluența cu Teleajenul (fig. 18 F).

Cînd valoarea primului termen nu se poate calcula, fiind o operație greoaie, iar ultimul termen se abate mult de la dreaptă și valoarea lui nu poate fi luată în considerație, rația se determină pornind de la valorile care se înscriu cel mai bine pe dreaptă. De exemplu, sumele suprafeței bazinelor de diferite ordine din cadrul sistemului Cricovu Sărat, la confluența cu Lopatna, prezintă următorul șir :

ordinul	1	2	3	4	5	6	
$F_{măs.}$		104,2	108,3	121,8	131	176	$R_F = 0{,}925$
$F_{calc.}$	96,4	104,2	112,6	121,8	131,6	142,3	

Din reprezentarea grafică (fig. 18 G), se constată că pornind de la valorile obținute pentru ordinele 2 și 4, care se găsesc pe dreaptă, se poate

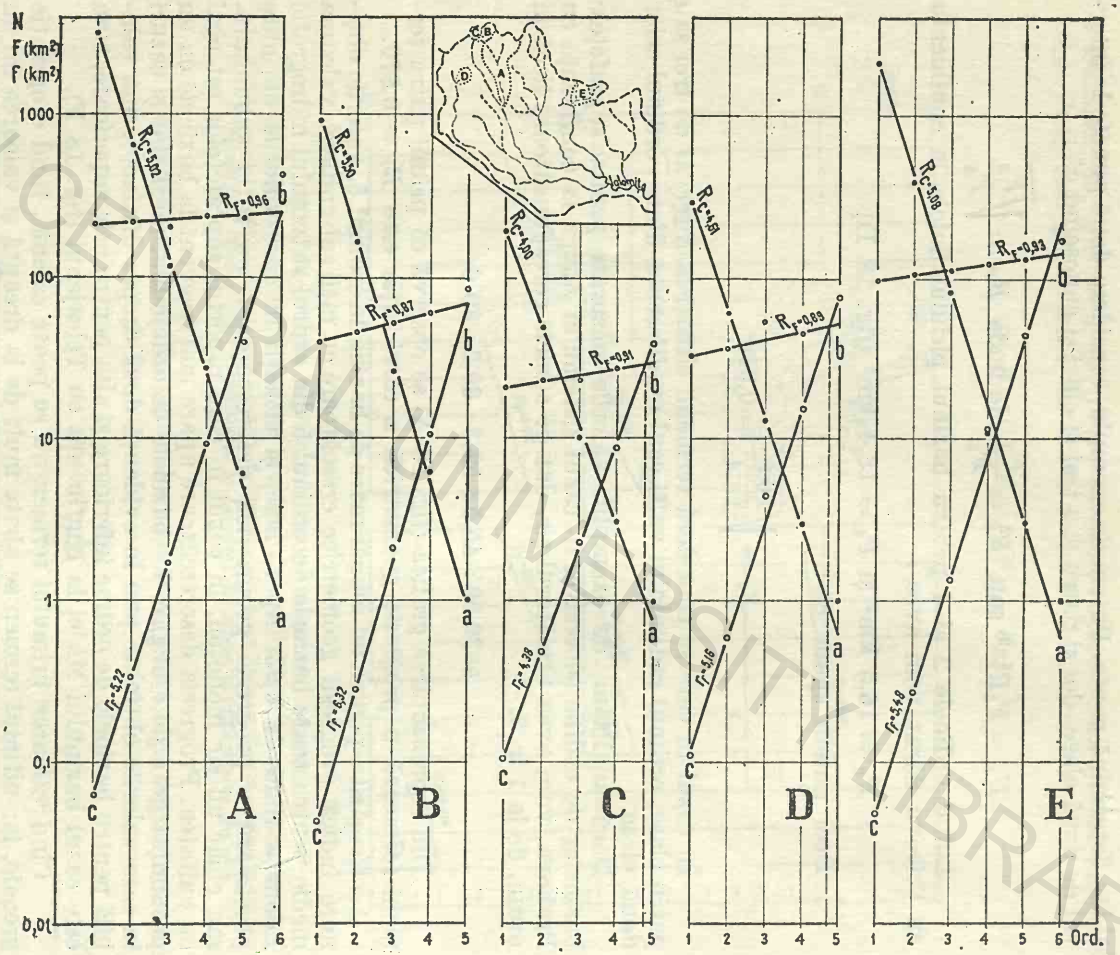


Fig. 19. — Modelul morfometric al suprafeţei bazinelor de drenaj :

A, Doftana la confluenţa cu Prahova; *B*, Azuga la confluenţa cu Prahova; *C*, Prahova la confluenţa cu Azuga; *D*, Ialomicioara la confluenţa cu Ialomiţa; *E*, Cricovu Sărat la confluenţa cu Lopatna. *a*, Legea numărului bazinelor; *b*, legea suprafeţelor însumate; *c*, legea suprafeţelor medii.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

calcula raportul suprafețelor însumate și apoi și valorile corespunzătoare celorlalte ordine.

Determinarea legii suprafețelor însumate ale bazinelor de ordine succesive este necesară, pentru că este direct legată de gradul de fragmentare a reliefului. Un grad de fragmentare mare duce la o scădere a suprafețelor medii pentru fiecare ordin în parte, la o creștere a suprafețelor însumate și la micșorarea spațiilor dintre bazine. Acest lucru presupune apariția, într-un bazin dat, a unui număr de noi artere de diferite ordine care implică redistribuirea drenajului. Noua generație va prelua o parte din suprafața drenată de vechea rețea de văi și va duce și la o scădere a suprafețelor interbazinale corespunzătoare ordinului respectiv.

Legea suprafețelor medii. Cunoscînd șirul valorilor precizate de însumarea suprafețelor bazinale aferente fiecărui ordin și pe cel al numărului de bazine din sistemul hidrografic analizat, putem trece la determinarea celei de-a treia progresii, a suprafețelor medii. Reprezentarea celor două șiruri în coordonate semilogaritmice precizează două drepte corespunzătoare progresiilor menționate (fig. 19 a, b). Efectuînd raportul termenilor corespunzători din cele două șiruri, se obțin suprafețele medii ale bazinelor de ordine succesive, care precizează o progresie geometrică crescătoare (fig. 19 c).

Analizînd expresiile pentru determinarea termenului general la cele două șiruri luate în calcul. (12) și (22) se obține și valoarea termenului general din cea de-a treia progresie :

$$f_s = \frac{F_s}{N_s}$$

Înlocuind valorile termenilor corespunzători și considerînd că

$$F_1/N_1 = f_1\,;\ R_c/R_F = r_f$$

ajungem la expresia care dă termenul general al noului șir de valori :

$$f_s = f_1 r_f^{s-1} \tag{24}$$

Urmărind acest lucru în cazul bazinului de ordinul 5 Prahova la confluența cu Azuga, observăm o mică diferență între valorile măsurate și cele calculate pe baza formulelor menționate (fig. 19 C) :

Ordinul	1	2	3	4	5	Rația
$N_{măs.}$	192	48	10	3	1,0	
$N_{calc.}$	192	48	12	3	0,75	$R_c = 4,00$
$F_{măs.}$		22,2	22,2	26,7	38,2	
$F_{calc.}$	20,27	22,2	24,3	26,6	29,15	$R_F = 0,91$
$f_{măs.}$		0,463	2,22	8,90	38,2	
$f_{calc.}$	0,106	0,463	2,03	8,88	38,9	$r_f = 4,38$

$$r_f = \frac{R_c}{R_F} = \frac{4,00}{0,91} = 4,38$$

Deci, rația noului șir este egală cu cîtul dintre rațiile șirurilor analizate.

Noua lege, astfel stabilită, arată că : *suprafața medie a bazinelor de ordine succesiv crescînde tinde să formeze o progresie geometrică crescătoare,*

în care primul termen reprezintă suprafața medie a bazinelor de primul ordin (f_1), *iar rația este dată de raportul suprafețelor* (r_f).

Această lege a fost schițată încă din 1945 de către R.E. Horton, care arăta că suprafața medie a bazinelor de ordine succesive crește în progresie geometrică. În felul acesta, autorul citat schițase deja o lege foarte importantă, după care se dezvoltă suprafața de drenaj a bazinelor hidrografice. S.A. Schumm (1956), reluînd problema, a stabilit definitiv această lege, care, după aceea, a fost confirmată de M.E. Morisawa (1962) în platoul Apalașian, de L. Leopold și J.P. Miller (1956), în cazul bazinelor cu scurgere temporară din New Mexico, de A. Christofoletti (1970) pentru bazine din platoul Brazilian, și de o serie întreagă de alți cercetători.

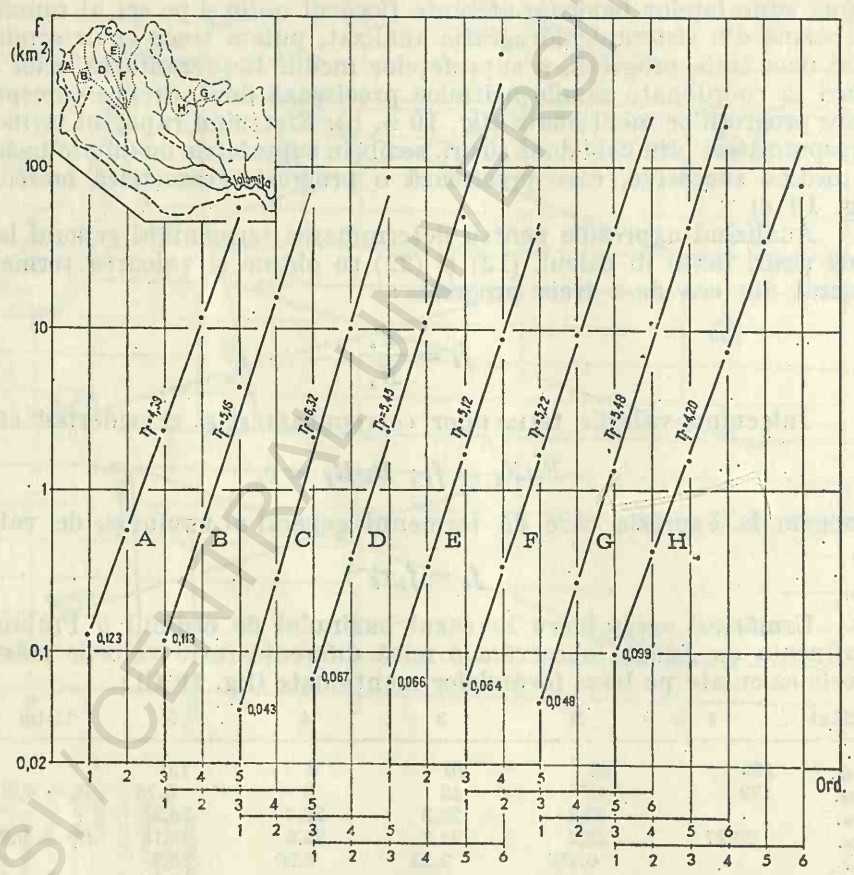


Fig. 20. — Legea suprafețelor medii pentru bazinele: *A*, Brătei la confluența cu Ialomița; *B*, Ialomicioara estică la confluența cu Ialomița; *C*, Azuga la confluența cu Prahova; *D*, Prahova la confluența cu Doftana; *E*, Prislop la confluența cu Doftana; *F*, Doftana la confluența cu Prahova; *G*, Cricovu Sărat la confluența cu Lopatna; *H*, Sărățelu la confluența cu Lopatna.

Din analiza unui număr destul de mare de situații, se constată că această lege se verifică foarte bine în comparație cu cea determinată pentru suprafețele însumate (fig. 20).

Raportul suprafețelor medii precizează ritmul de creștere al acestora, care este ridicat în zona subcarpatică, unde tectonica, structura și roca au o foarte mare importanță în accentuarea gradului de fragmentare a reliefului. Valori mari ale raportului suprafețelor medii se întîlnesc și în bazinul Azuga, situat în plină zonă montană, dar, în acest caz și tectonica are un rol mai important (fig. 20 C).

Un alt element de bază, precizat de această lege, este suprafața medie a bazinelor de primul ordin, cu rol important asupra fenomenelor de scurgere și de evoluție a reliefului. În zona de munte, de exemplu, cele mai frecvente suprafețe ale bazinelor de primul ordin sînt în jur de 10—12 ha, pe cînd în zona subcarpatică, suprafața lor se reduce la jumătate, valori de 4—6 ha întîlnindu-se frecvent (fig. 20). În aceste condiții apare evident că o suprafață mică a bazinelor de primul ordin presupune un accentuat grad de fragmentare a reliefului, o reducere a lungimii scurgerii de pantă și a timpului de formare a undelor de viitură. Aceste fenomene, în condițiile unor pante destul de pronunțate și al unor roci ușor friabile, contribuie din plin la accelerarea ritmului de evoluție al bazinelor hidrografice din zona subcarpatică.

Urmărind modul cum se verifică aceste legi în cazul unui bazin de ordinul 5 (de exemplu, Azuga la confluența cu Prahova, sau Prahova înainte de unirea cu Azuga) (fig. 19 C,D). vom constata că atît legea suprafețelor totale, cît și a numărului de rîuri se verifică foarte bine, iar rația progresiei determinată de suprafețele medii rezultă din cîtul primelor două și precizează perfect dreapta care unește punctele valorilor medii.

Modelul de determinare a suprafețelor medii, încercat pentru un număr destul de mare de bazine, arată că cele trei drepte sînt concurente în trei puncte formînd un triunghi. Dintre punctele caracteristice ale acestui triunghi, o importanță deosebită o are însă cel determinat de concurența dreptelor date de legea suprafețelor însumate și a celor medii, pentru că abscisa punctului dă în același timp și ordinul de mărime al sistemului hidrografic analizat. Astfel, în funcție de condițiile fizico-geografice specifice, numărul de bazine de ordine inferioare face ca sistemul de ordinul 5 să fie realizat numai în proporție de 75% în cazul Prahovei și de 65% în cazul Ialomicioarei. În primul caz ordinul real de mărime al bazinului fiind de 4,57, iar cel de-al doilea de 4,65 (fig. 19 C, D).

Pentru a depista modul de evoluție al gradului de fragmentare, se pot analiza raporturile parțiale dintre bazinele de ordine succesive. Variația acestora, analizată în raport cu condițiile fizico-geografice, poate aduce precizări și asupra evoluției în timp a acestui element.

Suprafața interbazinală. Dacă scădem din suprafața unui bazin hidrografic toate suprafețele aferente bazinelor de primul ordin (F_1) observăm că mai rămîn o serie de fragmente de suprafață drenate direct de arterele de ordine superioare. Deci, suprafața care rămîne între bazinele de ordinul 1 poate fi considerată ca suprafața interbazinală de ordinul 1 (F_{i1}) (fig. 21 A). Scăzînd din aceeași suprafață totală suprafețele drenate de bazinele de ordinul 2, vor rămîne suprafețele interbazinale de ordinul 2. Urmînd același raționament la un bazin de ordinul 4, suprafețele dintre bazinele de ordinul 3, devin suprafețe interbazinale de ordinul 3 (F_{i3}). Ele pot fi drenate și de artere de ordin inferior (2, 1) care însă sînt afluenți direcți ai cursului de ordinul 4 etc.

Practic, aceste suprafeţe pot fi uşor determinate în cazul în care se cunoaşte legea suprafeţelor totale. Pentru aceasta trebuie să avem în vedere întotdeauna că suma suprafeţelor interbazinale de primul ordin, adăugată la suma suprafeţelor bazinelor de acelaşi ordin trebuie să fie egală cu suprafaţa întregului bazin hidrografic (fig. 21 B)

$$\text{Sau: } F_{i1} = F_s - F_1;\ F_{i2} = F_s - F_2 \ldots F_{i(s-1)} = F_s - F_{(s-1)}$$

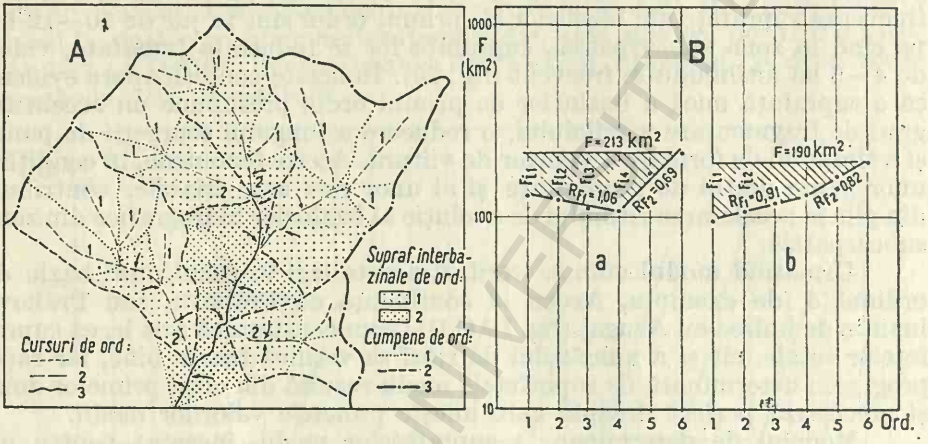


Fig. 21. — Suprafeţele bazinale şi interbazinale.

A, Distribuţia într-un bazin de ordinul 3; *B*, Suprafeţele interbazinale de ordine succesive în funcţie de legea suprafeţelor însumate în cazul bazinului Vărbilău (*a*) şi Mislea (*b*) în comparaţie cu Teleajenul

Deci distribuţia suprafeţelor interbazinale este strîns legată de legea suprafeţelor însumate şi trebuie analizată numai în raport cu aceasta. În acest sens, se deosebesc două situaţii caracteristice. Este vorba, în primul rînd, de cazul în care suprafeţele însumate determină o singură progresie, cînd şi suprafeţele interbazinale urmează aceeaşi tendinţă, şi în al doilea rînd, de situaţia în care suprafeţele însumate pentru ordine succesive precizează două progresii şi suprafeţele interbazinale se comportă asemănător (fig. 21 B). Acest ultim caz apare mai frecvent la bazinele de ordin superior din zona subcarpatică, şi pare a fi legat de tendinţa de accentuare a gradului de fragmentare a reliefului şi de creştere a densităţii reţelei de drenaj, ca urmare a trecerii la un nou ciclu de evoluţie geomorfologică. În acest sens, apare evident că o scădere a suprafeţelor interbazinale de primul ordin nu se poate efectua decît prin apariţia unui număr de noi bazine, care preiau, pentru drenaj, o suprafaţă oarecare. Aceasta ieşe de la suprafaţa interbazinală şi trece la suprafaţa aferentă bazinelor de primul ordin, sporind suprafaţa însumată. Înseamnă că punctele care definesc legea suprafeţelor însumate au tendinţa de a se urca pe ordonată, mărimea saltului fiind invers proporţională cu ordinul de mărime al bazinelor. Prin reducerea treptată a suprafeţelor interbazinale, se ajunge la un moment dat la două progresii pentru fiecare bazin (fig. 21 B a, b). Pentru bazinul rîului Vărbilău densitatea de drenaj este de 4,55 km/km², în timp ce pentru Mislea este de 3,98 km/km². Apare evident că, cu cît suprafeţele inter-

bazinale sînt mai mici, cu atît este mai fragmentat și mai bine drenat un bazin hidrografic de o rețea de albii și de talveguri elementare, cum este cazul zonei subcarpatice, în raport cu cea de munte sau de cîmpie.

În concluzie, se poate preciza că suprafața bazinelor hidrografice de ordine succesive nu se dezvoltă la întîmplare, ci după legi care pot fi cunoscute și analizate în contextul complexului de factori fizico-geografici. Aceștia direcționează modul cum se face fragmentarea reliefului și împărțirea pentru drenaj a unei suprafețe oarecare, între arterele hidrografice de diferite ordine. În plus, faptul că suprafețele bazinelor hidrografice manifestă o tendință de a ajunge la un anumit echilibru, presupune că imprimă acest ritm și altor fenomene care sînt legate și dimensionate de mărimea suprafeței bazinelor hidrografice.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

DIMENSIUNILE DE LUNGIME

LUNGIMEA RÎURILOR

Pentru a estima lungimea unui sector de rîu se măsoară, de obicei, proiecţia cartografică a talvegului. Acest lucru este pe deplin valabil în zonele de cîmpie cu o energie de relief scăzută, sau la rîurile cu pantă mică în profil longitudinal. Pentru regiunile accidentate, cum este cazul zonelor montană şi subcarpatică, unde energia de relief este mare şi unde pantele cursurilor de ordine inferioare ating valori cuprinse între 200 şi 400‰, proiecţia cartografică a segmentelor de rîu diferă foarte mult faţă de lungimea reală a acestora. De obicei se foloseşte proiecţia cartografică a segmentelor de albie (L_c) dar, în studiile detaliate se impune a determina şi lungimea reală (L_r) a acestora, folosind expresia :

$$L_r = \frac{L_c}{\cos \alpha} \tag{25}$$

De exemplu, în cazul bazinului Brătei, în care panta medie a segmentelor de albie de ordinul 1 atinge 453‰, lungimea reală a segmentelor de rîu de acelaşi ordin, cînd cunoaştem lungimea proiecţiei cartografice, ar fi :

$$L_r = \frac{74,7}{0,911} = 82,0 \text{ km}$$

Ca şi în cazul suprafeţelor, o astfel de corecţie este semnificativă numai pentru arterele de ordine inferioare din zonele subcarpatică şi de munte. Dealtfel, în aceste zone, unde energia de relief este mare, iar panta albiilor accentuată, şi coeficientul de sinuozitate este mic atingînd valori de 1,00—1,20. De cele mai multe ori, valorile mai mari ale acestui coeficient sînt cauzate de sinuozitatea orografică. În zona de cîmpie, coeficientul de sinuozitate creşte brusc, ca urmare a scăderii energiei de relief şi a intensificării proceselor de eroziune laterală, care accentuează gradul de sinuozitate al cursurilor.

Urmărind cursul Ialomiţei de la izvor spre vărsare, constatăm că în zona de munte şi în cea subcarpatică, coeficientul de sinuozitate al albiei este de 1,05, pentru ca între confluenţa cu Vulcana şi Cricovu Dulce să atingă 1,40. Cel mai mare coeficient de sinuozitate se întîlneşte însă în cursul inferior al Ialomiţei între confluenţa cu Prahova şi vărsare fiind, în medie, de 1,83.

Faptul că cele mai mari cursuri au şi cel mai mare coeficient de sinuozitate presupune că, pornind de la unitate, acesta creşte proporţional cu ordinul de mărime al cursurilor.

Legea lungimilor însumate. Adunînd lungimile segmentelor de rîu de diferite ordine din cadrul unui bazin hidrografic, obţinem lungimea totală a cursurilor de fiecare ordin din bazinul dat. Reprezentarea grafică în coordonate semilogaritmice a acestor valori în raport cu ordinul, atestă că lungimea totală a cursurilor de diferite ordine se găseşte în raport invers cu ordinul de mărime al rîurilor. Verificarea relaţiei într-un număr mare de cazuri (fig. 22), dovedeşte că legea care uneşte cele două elemente

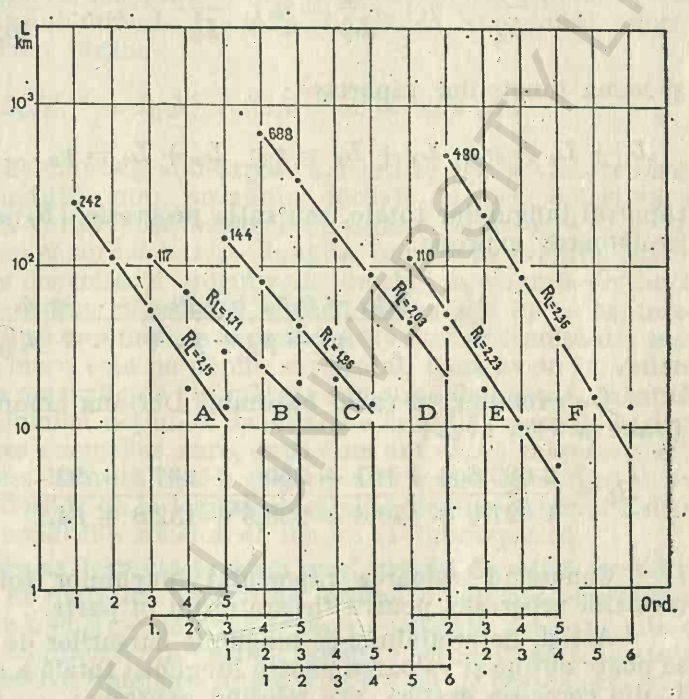


Fig. 22. — Legea lungimilor însumate a segmentelor de rîu de ordine succesive din bazinele: *A*, Vulcana amunte Ialomiţa; *B*, Slănic amunte Ialomiţa; *C*, Azuga amunte Prahova; *D*, Doftana amunte Prahova; *E*, Ogrezeanca amunte Drajna; *F*, Cricovu Sărat amunte Lopatna.

poate fi astfel formulată: *sumele lungimii segmentelor de rîu de ordine succesive tind să formeze o progresie geometrică descrescătoare, al cărei prim termen este dat de lungimea totală a cursurilor de ordinul I* (L_1), *iar raţia o constituie raportul lungimilor* (R_L).

Cunoscînd modul de variaţie al acestui element, vom putea determina pe baza valorilor obţinute şi raportul lungimilor totale, care este şi raţia progresiei respective. În cazul în care se calculează media ponderată a acestui raport, este bine ca ponderarea să se facă prin lungimile totale obţinute, şi nu prin numărul total de rîuri de fiecare ordin. Şi aceasta, pentru că este posibil ca nu toate cursurile numărate să fie şi măsurate, şi în acest fel, factorul de ponderare ar modifica valoarea raportului obţinut. Analizînd, de exemplu, valorile lungimilor totale ale cursurilor de ordine succesive din bazinul de ordinul 6, Doftana în amunte de confluenţa cu Prahova (fig. 22 D), vom observa că lungimea cursurilor de diferite ordine formează o progresie geometrică descrescătoare, după cum urmează:

$$\div 688{,}0\,;\ 339{,}0\,;\ 139{,}8\,;\ 88{,}7\,;\ 44{,}1\,;\ 40{,}0$$

În cazul de față, raportul mediu al sumei lungimilor (R_L), care reprezintă și rația progresiei geometrice, se poate obține pe baza mediei ponderate a raporturilor parțiale, ținînd cont de ponderea fiecărei valori luată în calcul.

Dacă vom nota rapoartele parțiale:

$$\frac{L_1}{L_2} = q_1;\ \frac{L_2}{L_3} = q_2;\ \frac{L_3}{L_4} = q_3 \cdots \frac{L_{s-1}}{L_s} = q_{s-1}$$

și suma lungimilor raportate:

$$L_1 + L_2 = p_1;\ L_2 + L_3 = p_2;\ L_3 + L_4 = p_3 \cdots L_{s-1} + L_s = p_{s-1}$$

raportul lungimilor totale, sau rația progresiei (R_L) se va determina prin următoarea expresie:

$$R_L = \frac{q_1 p_1 + q_2 p_2 + q_3 p_3 + \cdots + q_{s-1} p_{s-1}}{p_1 + p_2 + p_3 + \cdots + p_{s-1}} \tag{26}$$

De exemplu, în cazul bazinului Doftana amunte de confluența cu Prahova vom avea:

$$R_L = \frac{2\,083{,}8 + 1\,161 + 360 + 267 + 92}{1\,027{,}0 + 478{,}8 + 228{,}5 + 132{,}8 + 84{,}1} = \frac{3\,964{,}5}{1\,951{,}2} = 2{,}03$$

Cunoscînd valoarea raportului lungimilor totale, putem calcula termenii progresiei pentru fiecare ordin în parte.

Astfel, determinîndu-se lungimile cursurilor de la ordinul 2 în sus, se poate obține și valoarea pentru lungimea totală a cursurilor de ordinul 1, din corelația grafică, sau folosind expresia:

$$L_1 = L_2 R_L \tag{27}$$

Cunoscînd valoarea rației pentru progresia geometrică, precizată de lungimea cursurilor de ordine succesive (fig. 22), putem calcula valoarea termenului general al progresiei, folosind formula

$$L_s = \frac{L_1}{R_L^{s-1}} \tag{28}$$

și, deci, valoarea lungimii pentru orice termen, înlocuind pe s cu x.

În cazul bazinului Doftana, analizat mai sus, lungimea cursului principal ar trebui să fie:

$$L_6 = \frac{L_1}{R_L^5} = \frac{688}{2{,}03^5} = \frac{688}{34{,}5} = 20{,}0 \text{ km}$$

BCU IASI / ENGLISH UNIVERSITY LIBRARY

Se poate lucra și considerind această progresie ca fiind crescătoare, dar atunci se ia ca prim termen lungimea cursului principal.

În acest caz se va folosi expresia:

$$L_x = L_s R_L^{s-x} \qquad (29)$$

Pentru a determina lungimea totală a cursurilor de ordinul 3, din cadrul bazinului Vulcana amunte Ialomița (fig. 22 A), vom folosi expresia de mai sus și vom obține:

$$L_3 = L_5 R_L^{5-3} = L_5 R_L^2 = 11{,}3 \cdot 4{,}62 = 52{,}2 \text{ km}$$

Pentru zonele de munte și subcarpatică, legea se verifică foarte bine, deși ne găsim în condițiile unui pronunțat mozaic de rocă, o tectonică activă și o structură variată. La bazinele de ordine superioare (6 la 8), care au în majoritatea cazurilor bazine alungite, impuse de evoluția paleogeografică, și care se dezvoltă în cadrul zonei de cîmpie, valorile obținute pentru cursurile de ordine superioare se abat sistematic de la legitate, avînd în realitate valori mai mari în raport cu cele care ar rezulta din trasarea curbei. Acest lucru este pe deplin explicabil, dacă avem în vedere faptul că imediat ce cursurile de apă pătrund în zona de cîmpie, datorită scăderii pantei, predomină acțiunea de eroziune laterală, urmată de despletirea și meandrarea cursurilor, care, după cum am văzut, mărește coeficientul de sinuozitate. Rezultă deci o creștere a lungimii cursurilor și, ca urmare, abaterea valorilor de la legitatea stabilită pentru sistemul hidrografic dezvoltat în condițiile zonelor de munte și subcarpatică.

La bazinele care se dezvoltă în două mari unități de relief, avînd și un număr suficient de mare de cursuri de ordine superioare, dezvoltate în zona de cîmpie cu o energie de relief mică, se constată net existența a două drepte cu pante diferite. În bazinul Ialomița, la confluența acestuia cu Dunărea, se observă că lungimea totală a cursurilor de ordine succesive determină practic două progresii geometrice cu rații diferite, prima fiind valabilă pentru cursurile de ordine inferioare (1 la 4), iar cea de-a doua, pentru cele superioare (5 la 8). Ruptura de pantă care se observă la ordinul 4, odată cu trecerea de la o rație mai mare la una mai mică, este o consecință a condițiilor geomorfologice diferite, în care se dezvoltă bazinul superior și cel inferior al Ialomiței.

În cazul legii determinată de lungimea totală a cursurilor de ordine succsive din întregul bazin Ialomița, rația celor două progresii se poate determina folosind una din căile menționate. Pentru mai multă siguranță se va folosi tot media rapoartelor parțiale, ponderată prin lungimea cursurilor luate în calcul.

Din analiza *raportului lungimilor totale*, determinat pentru cele 53 de cursuri de ordinul 5 din bazinul Ialomița, se remarcă faptul că valorile au o repartiție normală în jurul mediei de 2,17. Cele mai mici valori ale acestui raport se întîlnesc la bazinele din zona cîmpiei piemontane și de subsidență (Dîmbu = 1,42; Crivăț = 1,14; Sărata = 1,50), iar cele mai mari la o serie de bazine din zona subcarpatică (Ialomicioara vestică = 2,91; Zîmbroaia = 3,05).

Pentru bazinele de ordinul 6, media acestor rapoarte este de 2,20, deci foarte apropiată de a cursurilor de ordinul 5, dar amplitudinea este mult mai mică (între 1,61 pentru bazinul Sărata şi 2,58 pentru Vărbilău).

Din repartiţia spaţială a acestui raport, se constată că, în general pentru bazinele de ordinul 5, dezvoltate în zona de munte, valorile oscilează între 1,57 — pentru bazinul Muşiţa — şi 2,22 — pentru bazinul Prahovei la confluenţa cu Azuga — . Trecerea la zona subcarpatică marchează şi o creştere a raportului lungimilor, fiind destul de multe bazine la care acest parametru are valori între 2,25 şi 3,00.

Urmărind spaţial legătura dintre lungimea totală a segmentelor de rîu şi ordinul acestora, se pot constata o serie de particularităţi legate de diversitatea factorilor geografici, dar acestea nu infirmă tendiţa legică de variaţie a acestui parametru.

Lungimea totală. Lungimea (L) a cursurilor de toate ordinele dintr-un bazin dat se poate determina pornind de la suma unei progresii geomtrice descrescătoare (folosită şi la legea numărului de rîuri).

$$L = \frac{L_s(1 - R_L^s)}{1 - R_L} \tag{30}$$

În cazul bazinului de ordinul 5, Vulcana amunte de confluenţa cu Ialomiţa (fig. 22 A), vom avea :

$$L = \frac{11{,}3(1 - 2{,}15^5)}{1 - 2{,}15} = \frac{11{,}3(-44{,}9)}{-1{,}15} = \frac{-507{,}8}{-1{,}15} = 442 \text{ km}$$

Faţă de 436,4 km cît s-a obţinut prin măsurători directe, rezultă o diferenţă de 5,6 km. Eroarea obţinută (1,2 %) permite ca metoda să se poată folosi uşor cînd se cunosc datele necesare aplicării ei.

Se pune însă problema, dacă mai este necesar să utilizăm această formulă în cazul în care măsurăm toate cursurile, pentru a afla raportul lungimilor. Verificarea formulei, într-un număr mare de cazuri, dovedeşte că la bazinele suficient de mari, se poate renunţa la lungimea cursurilor de ordinul 1, aceasta fiind cea mai costisitoare de determinat. În această situaţie, se poate calcula raţia progresiei R_L pe baza ordinelor de la 2 în sus, apoi se determină L_1 şi L_s folosind formulele (27) şi (28) şi se introduc rezultatele direct în formulă.

Cînd dispunem de lungimea totală a cursurilor de ordinul 1 (L_1), se poate folosi, pentru suma termenilor, şi formula :

$$L = \frac{L_1(R_L^s - 1)}{R_L - 1} \tag{31}$$

avînd însă în vedere să înlocuim valoarea lui R_L cu $\frac{1}{R_L}$. Aplicînd acest procedeu pentru bazinul Vulcanei la confluenţa cu Ialomiţa vom obţine :

$$L = \frac{242(0{,}465^5 - 1)}{0{,}465 - 1} = \frac{242(0{,}0217 - 1)}{0{,}465 - 1} = \frac{-236{,}7}{-0{,}535} = 442 \text{ km}$$

Verificarea acestei formule permite folosirea ei concomitent cu cea anterioară, în funcţie de valorile de care dispunem.

Formula (30) se poate folosi cu succes în locul celei preconizate de H o r t o n în 1945 pentru a determina lungimea totală a cursurilor dintr-un bazin dat. Calea propusă este mai rapidă şi mai precisă, deoarece, în formula lui H o r t o n, pentru a ajunge la lungimea medie a cursurilor de ordinul 1, trebuie mai înainte să determinăm lungimea totală a acestora, sau să folosim metoda ordinului invers (H o r t o n, 1945) şi numai apoi să ajungem la valorile lungimilor medii care sînt cerute de formulă. În cazul de faţă se lucrează cu valorile directe şi avem de determinat numai trei valori în loc de patru. După cum am observat la bazinele mari, dezvoltate în două sau trei unităţi de relief, odată cu trecerea la zona de cîmpie, lungimea cursurilor de diferite ordine tinde să determine o a doua progresie geometrică, cu un raport al lungimilor mult mai mic. La aceste bazine, pentru a calcula lungimea totală a cursurilor, este absolut necesar să luăm în consideraţie cele două progresii. Prima progresie, fiind valabilă pentru cursurile de la 1 la 4, iar cea de-a doua, pentru lungimea cursurilor de la ordinul 5 la 8, lungimea totală a cursurilor va fi:

$$\sum_{i=1}^{8} L_i = \sum_{i=1}^{4} L_i + \sum_{i=5}^{8} L_i$$

sau, folosind formulele corespunzătoare, vom avea:

$$\sum_{i=1}^{8} L_i = \frac{L_4(1 - R_{L1}^4)}{1 - R_{L1}} + \frac{L_8(1 - R_{L2}^4)}{1 - R_{L2}} \qquad (32)$$

Înlocuind valorile corespunzătoare, în cazul bazinelor Ialomiţa la confluenţa cu Dunărea, vom obţine:

$$\sum_{i=1}^{8} L_i = \frac{854(1 - 2{,}24^4)}{1 - 2{,}24} + \frac{216(1 - 1{,}41^4)}{1 - 1{,}41} = 16\,651 + 1\,555 = 18\,206 \text{ km},$$

faţă de 18 167 km, cît se obţine din însumarea directă a valorilor obţinute. Diferenţa foarte mică dintre cele două valori dovedeşte aplicabilitatea formulei pentru calcularea lungimii totale a cursurilor, din diferite bazine hidrografice.

Legea lungimilor medii. Cunoscînd legea numărului de rîuri şi pe cea a sumei lungimii cursurilor de ordine succesive, dintr-un bazin dat, putem ajunge uşor la legea lungimilor medii. Din legile stabilite anterior, se constată că valorile care le definesc alcătuiesc două şiruri convergente a căror limită tinde către zero, cînd numărul termenilor creşte foarte mult.

$$\div N_1;\ N_2;\ N_3;\ N_4 \ldots N_{s-1};\ N_s \text{ cu } \lim_{s\to\infty} N_s = 0$$

$$\div L_1;\ L_2;\ L_3;\ L_4 \ldots L_{s-1};\ L_s \text{ cu } \lim_{s\to\infty} L_s = 0$$

Folosind proprietăţile şirurilor convergente, observăm că, din raportul acestora rezultă un şir divergent pe care-l vom nota :

$$\div \frac{L_1}{N_1}; \frac{L_2}{N_2}; \frac{L_3}{N_3}; \frac{L_4}{N_4} \ldots \frac{L_{s-1}}{N_{s-1}}; \frac{L_s}{N_s}$$

Horton, în 1945, arăta că :

$$\frac{L_1}{N_1} = l_1; \frac{L_2}{N_2} = l_2; \frac{L_3}{N_3} = l_3 \ldots \frac{L_{s-1}}{N_{s-1}} = l_{s-1}; \frac{L_s}{N_s} = l_s$$

Deci noul şir constituie o progresie geometrică de forma :

$$\div l_1; l_2; l_3\ l_4; l_5 \ldots l_{s-1}; l_s$$

Legea astfel determinată stabileşte că : *lungimile medii ale sectoarelor de rîuri de ordine succesive, dintr-un bazin dat, tind să formeze o progresie geometrică crescătoare, al cărui prim termen îl constituie lungimea medie a cursurilor de primul ordin* (l_1), *iar raţia este dată de raportul lungimilor medii* (r_l) (Horton, 1945; Strahler, 1952 *b*). Şi în cazul acestui

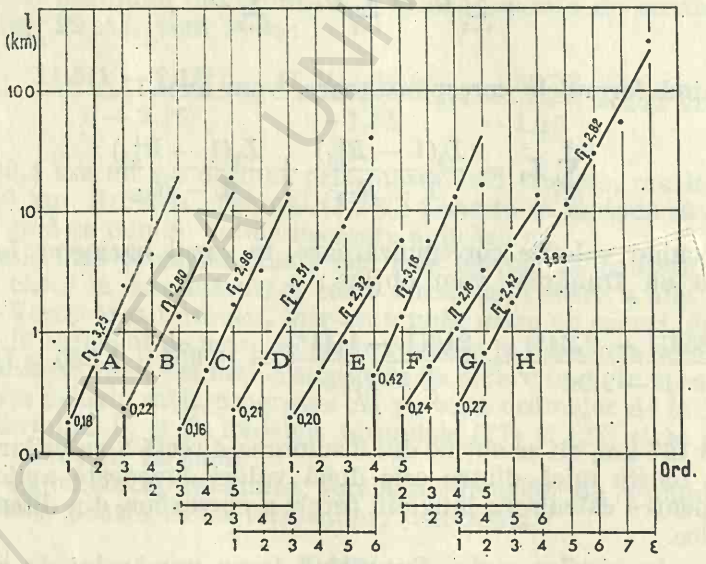


Fig. 23. — Legea lungimilor medii pentru bazinele :
A, Vulcana la confluenţa cu Ialomiţa; *B*, Slănic la confluenţa cu Ialomiţa; *C*, Azuga la confluenţa cu Prahova; *D*, Doftana la confluenţa cu Prahova; *E*. Ogrezeanca la confluenţa cu Drajna; *F*, Dîmbu la confluenţa cu Teleajenul; *G*, Cricovu Sărat la confluenţa cu Lopatna; *H*, Ialomiţa la vărsarea în Dunăre.

şir se cere determinarea raportului lungimilor medii. Acesta se poate obţine făcînd media ponderată a raporturilor parţiale, media aritmetică a acestora, sau determinînd panta dreptei, trasată prin punctele caracteristice (fig. 23).

Dacă valorile obținute pentru cele două șiruri anterioare pun în evidență progresii bune, acest raport se poate calcula foarte ușor, cunoscînd că noua progresie se poate scrie și sub forma :

$$\div \frac{L_1}{N_1}; \quad \frac{L_1}{N_1}\frac{R_c}{R_L}; \quad \frac{L_1}{N_1}\frac{R_c^2}{R_L^2} \ldots \frac{L_1}{N_1}\frac{R_c^{s-1}}{R_L^{s-1}}$$

Atunci cînd $\frac{L_1}{N_1} = l_1$ progresia rezultată devine

$$\div l_1; l_1\frac{R_c^2}{R_L^2} \ldots l_1\frac{R_c^{s-1}}{R_L^{s-1}}$$

Dacă progresia lungimilor medii s-a obținut din raportul celor două șiruri, înseamnă că și rația ei va fi egală cu raportul celor două rații și vom nota : $R_c/R_L = r_l$. Raportul lungimilor medii se obține, astfel, din cîtul celor două rapoarte și noua progresie se va putea scrie sub forma :

$$\div l_1; l_1 r_l; l_1 r_l^2; l_1 r_l^3 \ldots l_1 r_l^{s-1}$$

Din punct de vedere metodic, pentru a determina lungimea medie a cursurilor de ordine succesive, este bine a se porni cu acest raport de la cel mai mic ordin măsurat și apoi să se determine lungimea celorlalte ordine, cunoscînd relația :

$$l_s = l_1 r_l^{s-1} \qquad (33)$$

Ceea ce se remarcă la această lege este faptul că valorile obținute, pentru lungimea medie a cursurilor de ordine succesive, prezintă o mai mică abatere în raport cu valorile calculate pe baza raportului lungimilor medii. Pentru cursurile de ordinul 6, și în cazul acestei legi se constată o abatere sistematică a valorilor măsurate față de cele determinate prin calcul (fig. 23) (de ex., Doftana amunte confluența cu Prahova) (fig. 23 D). La anumite bazine, și lungimile medii ale cursurilor de ordinul 5 se abat de la această lege (fig. 23 A, B, F). Dacă urmărim variația lungimilor medii ale cursurilor de ordine succesive din cadrul bazinelor de ordinul 6, vom constata că gradul de împrăștiere a valorilor scade pentru bazine de ordine superioare.

Determinînd raportul lungimilor medii pentru bazinele de ordinul 5 din cadrul sistemului Ialomița, se constată că valorile individuale sînt de 1,34 pentru bazinul pîrîului Bălțești din Depresiunea Podeni și de 3,43 pentru pîrîul Mislea, în amunte de confluența cu pîrîul Cosmina. Valoarea medie pentru un număr de 53 de bazine analizate este de 2,37, deci mai mare ca raportul sumei lungimilor.

Analizînd dreptele trasate pentru un număr suficient de mare de bazine, se constată că o valoare mare a raportului lungimilor presupune și o diferență mai mare între lungimea cursurilor de ordine succesive și invers (fig. 23). Ceea ce trebuie remarcat la această lege, este faptul că la

bazinele de ordine superioare, de regulă legea lungimilor medii determină o singură progresie, putînd fi schiţată şi cea de-a doua, dar cu o mică diferenţă a raţiilor.

Faptul că din repartiţia spaţială a raportului lungimilor medii nu se poate face o zonare evidentă, dovedeşte că bazinele hidrografice se comportă ca sisteme bine individualizate, care evoluează în funcţie de condiţiile specifice fiecărui sistem.

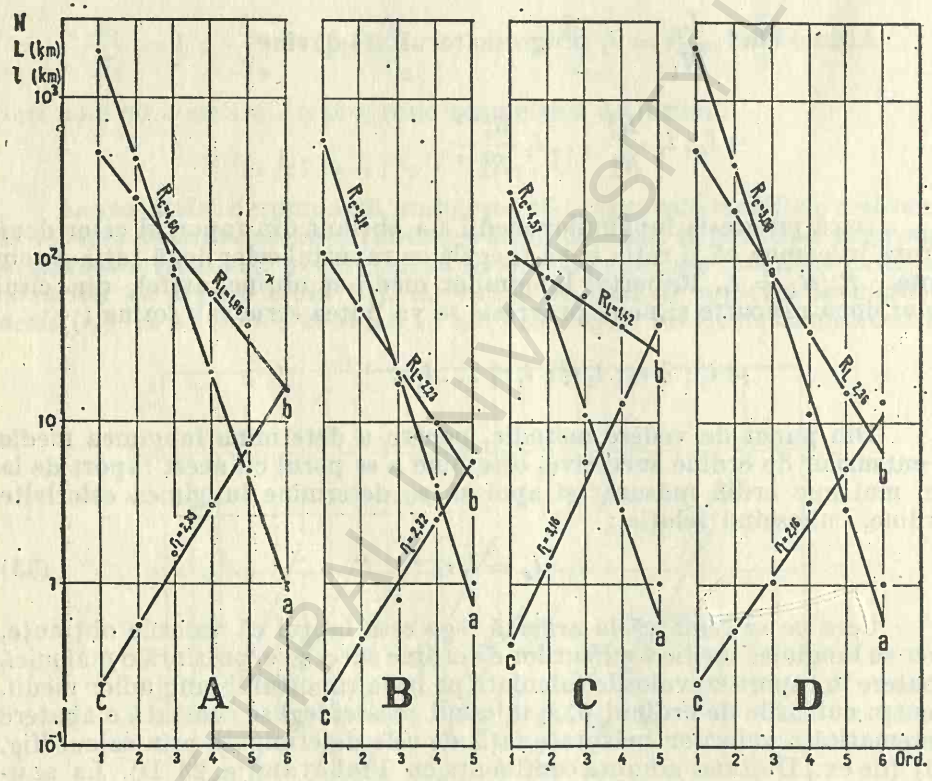


Fig. 24. — Modelul morfometric al drenajului pentru bazinele:
A, Doftana la staţia hidrometrică Teşila; *B*, Ogrezeanca la confluenţa cu Drajna; *C*, Dîmbu la confluenţa cu Teleajenul *D*, Cricovu Sărat la confluenţa cu Lopatna.
a, Legea numărului de rîuri; *b*, legea lungimilor însumate; *c*, legea lungimilor medii.

Modelul morfometric al drenajului. Stabilind progresia numărului de rîuri de ordine succesive şi aceea a lungimilor totale, putem uşor determina legea lungimilor medii şi raţia acestuia.

Grafic, avem de-a face cu progresia determinată de numărul de rîuri de ordine succesive (fig. 24, 25 a) la o serie de bazine. Pentru aceleaşi cazuri şi pe acelaşi grafic reprezentăm şi legea lungimilor totale pentru care vom găsi o raţie corespunzătoare (fig. 24, 25 b). Aceste două drepte sînt concurente într-un punct în care cele două ecuaţii au rădăcini comune.

Din raportul celor două şiruri rezultă un al treilea şir, care reprezintă lungimea medie a cursurilor de ordine succesive şi este o progresie geometrică directă. Reprezentarea acesteia pe acelaşi grafic, ne va da o nouă dreaptă,

care le intersectează pe cele două, formînd cu ele un triunghi (fig. 24, 25 c). Această dreaptă are un punct comun cu cea determinată de legea numărului de rîuri şi unul cu cea a lungimilor totale (fig. 24, 25).

Din cele trei drepte, determinate de legile drenajului unui bazin hidrografic, rezultă un triunghi oarecare, în coordonate semilogaritmice, sau un triunghi sferic în coordonate normale. Vîrful determinat de dreptele concurente, care dau legea sumei lungimilor şi pe cea a lungimilor medii,

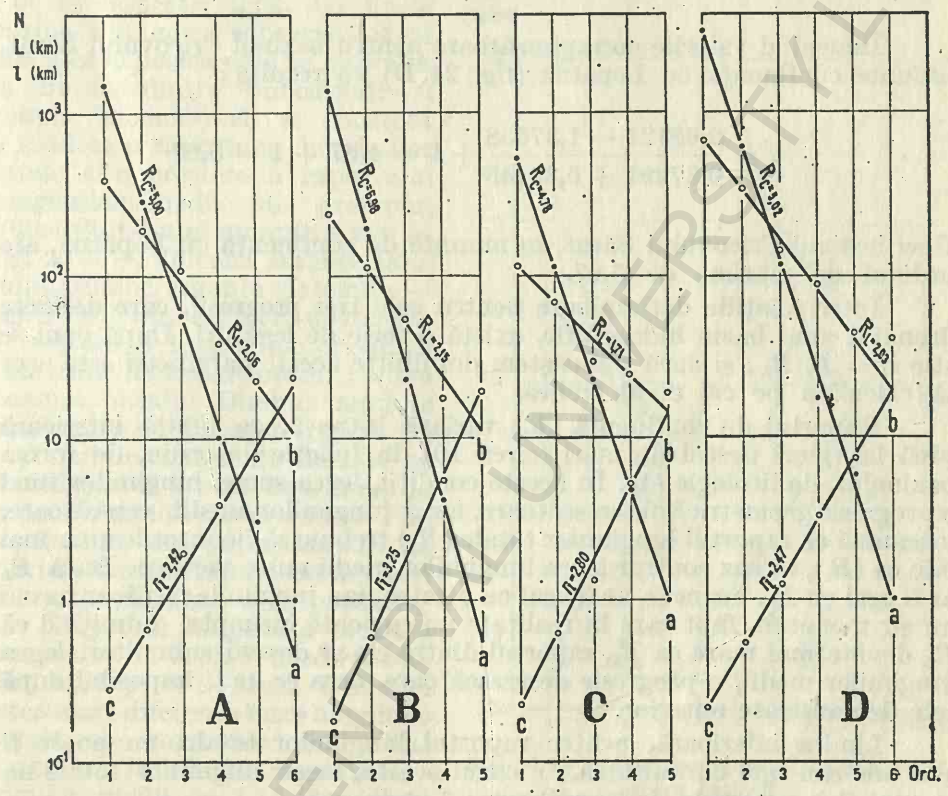


Fig. 25. — Modelul morfometric al drenajului pentru bazinele:
A, Ialomiţa la confluenţa cu Ialomicioara, afluent pe dreapta; *B*, Vulcana la confluenţa cu Ialomiţa; *C*, Slănic la confluenţa cu Ialomiţa; *D*, Doftana la confluenţa cu Prahova.
a, Legea numărului de rîuri; *b*, legea lungimilor însumate; *c*, legea lungimilor medii.

are o semnificaţie deosebită. În acest punct, cele două ecuaţii au rădăcini comune, valoarea abscisei dînd ordinul de mărime al bazinului respectiv. Pentru determinarea abscisei acestui punct, folosim formulele (28) şi (33), care precizează bine cele două legi.

După logaritmare, ţinînd cont că pentru punctul de intersecţie $L_s = l_s$, vom avea:

$$\text{Log } L_s = \log L_1 - (s-1) \log R_L$$

$$\text{Log } l_s = \log l_1 - (s-1) \log r_l$$

Din acest sistem obținem în final:

$$(s-1)(\log R_L + \log r_l) - \log L_1 + \log l_1 = 0$$

sau

$$s = \frac{\log L_1 - \log l_1}{\log R_L + \log r_l} + 1 \qquad (34)$$

Înlocuind valorile corespunzătoare pentru bazinul Cricovului Sărat, amunte confluența cu Lopatna (fig. 24 D) va rezulta:

$$s = \frac{2{,}68124 - 1{,}37658}{0{,}37291 + 0{,}33445} + 1 = 4{,}67 + 1 = 5{,}67$$

Deci bazinul Cricovului Sărat, în amunte de confluența cu Lopatna, are ordinul de mărime de 5,67.

Între relațiile determinate pentru cele trei progresii, care definesc drenajul unui bazin hidrografic, există o serie de legături. După cum se știe $r_l = R_c/R_L$; și dacă cunoaștem doi dintre acești parametri este ușor să calculăm pe cel de-al treilea.

Raportul de confluență (R_c) variază între 2, ca limită inferioară pînă la valori destul de mari (circa 10), în funcție de ordin, de forma bazinului, de litologie etc. În aceste condiții, legea sumei lungimilor fiind o progresie geometrică descrescătoare, iar a lungimilor medii, crescătoare, înseamnă că raportul lungimilor totale (R_L) trebuie să fie întotdeauna mai mic ca (R_c), în caz contrar legea lungimilor medii nu se verifică. Dacă R_L ar fi egal cu R_c, atunci r_l ar fi egal cu uitatea, iar lungimile medii ar forma un șir monoton, fapt care în realitate nu se poate întîmpla. Admițînd că R_L devine mai mare ca R_c, raportul dintre ele ar deveni subunitar, legea lungimilor medii, o progresie descrescătoare, ceea ce ar fi imposibil după cele demonstrate anterior.

Limita inferioară, pentru raportul lungimilor totale, nu poate fi mai mic sau egal cu unitatea. În cazul acesta, legea lungimilor totale nu ar mai fi o progresie descrescătoare: $1 < R_L < R_c$.

Dacă în cadrul unui bazin hidrografic, de un ordin oarecare, considerăm un R_c constant, vom observa că pe măsură ce raportul lungimilor totale scade, crește cel al lungimilor medii. Putem deci considera că în bazinele naturale r_l tinde să fie mai mare ca unitatea (L. E. Milton, 1966), dar nu poate să depășească raportul de confluență $1 < r_l < R_c$.

Analiza rațiilor determinate dovedește că acestea sînt strîns legate între ele, încît, pentru a verifica legea lungimilor medii, este absolut necesar să cunoaștem pe celelalte două. Determinarea numai a legii lungimilor medii, fără a ține cont de legea lungimilor totale poate fi subiectivă, mai ales în ceea ce privește determinarea pantei pentru dreapta de regresie și modul cum aceasta încadrează valorile determinate. Reprezentarea legii lungimilor totale este necesară tocmai pentru a avea posibilitatea verificării legii lungimilor medii, a rației acesteia și a modului cum se face trasarea dreptei.

Din analiza unui număr mare de cazuri, se constată că raportul lungimilor totale sau medii poate varia de la o situaţie la alta, în funcţie de condiţiile în care se găseşte bazinul respectiv. La bazinul pîrîului Brătei amunte de confluenţa cu Ialomiţa, dezvoltat în întregime în zona şisturilor cristaline ale seriei de Leaota, rapoartele lungimilor totale şi medii au valori foarte apropiate, 2,06 şi respectiv 2,03. La unele bazine din zona subcarpatică şi mai ales la acelea care se dezvoltă la limita dintre Subcarpaţi şi cîmpia piemontană, se constată o scădere a raportului lungimilor totale şi o creştere a raportului lungimilor medii (de exemplu, Valea Sultanului amunte Ursei — fig. 26 A—, Vulcana amunte Ialomiţa, Slănic amunte Ialomiţa — fig. 25 B, C). Acest lucru dovedeşte o creştere a lungimilor medii a cursurilor de fiecare ordin. Pentru bazinul pîrîului Dîmbu, amunte confluenţa cu Teleajen (fig. 24 C), raportul de confluenţă de 4,57 ne dovedeşte că avem de-a face, în cadrul cîmpiei piemontane a Ploieştilor, cu mai puţine cursuri de rîuri de fiecare ordin, decît în cazul Subcarpaţilor, sau a Carpaţilor.

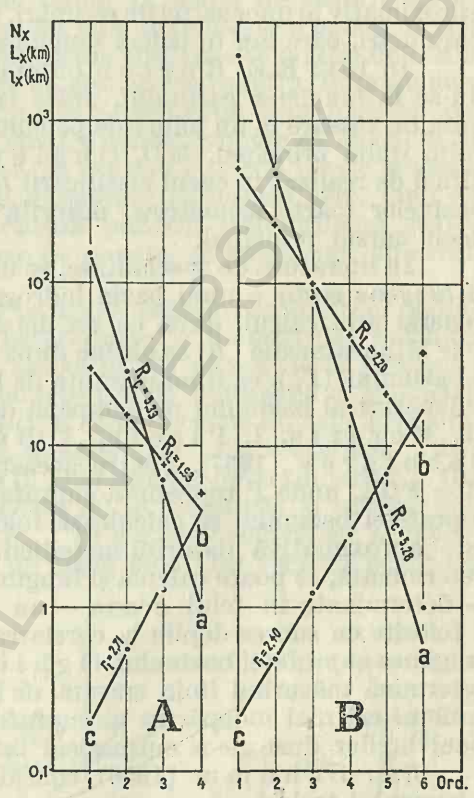


Fig. 26. — Modelul morfometric al drenajului pentru bazinele:
A, Valea Sultanului la confluenţa cu pîrîul Ursei; *B*, Cricovu la confluenţa cu Proviţa.
a, Legea numărului de rîuri de ordine succesive; *b*, legea sumei lungimilor; *c*, legea lungimilor medii.

Raportul lungimilor totale a cursurilor de ordine succesive este de 1,42, fapt ce ne arată că nu este prea mare diferenţa între lungimile totale ale cursurilor de ordine succesive, în schimb, raportul lungimilor medii de 3,16 dovedeşte o diferenţă mare între lungimile medii ale cursurilor de ordine succesive. În condiţiile specificate, deşi numărul de cursuri este mai mic decît în alte zone, lungimea lor medie este mai mare. Acest lucru se datoreşte unei energii de relief mai mici şi, deci, şi unei pante generale mai scăzute, fapt care favorizează dezvoltarea lungimii arterelor hidrografice.

LUNGIMEA SUPRAFEŢEI BAZINELOR

Pentru caracterizarea suprafeţei unui bazin hidrografic se folosesc în practică o serie de elemente dimensionale sau adimensionale, în funcţie de scopul urmărit. Dintre elementele dimensionale se utilizează, în mod frecvent, lungimea şi lăţimea bazinului.

Lungimea bazinului. Deşi constituie un element important pentru a caracteriza dimensional suprafaţa respectivă, nu reprezintă întotdeauna un criteriu obiectiv, datorită metodicii de determinare a acestui element, care are un caracter subiectiv, în funcţie atît de forma şi dimensiunile bazinului hidrografic analizat, cît şi de scara la care se lucrează. Caracterul aproximativ al unor astfel de estimări, se va reflecta şi în determinarea altor parametri, care iau în calcul lungimea bazinului hidrografic.

În 1932 R.E. Horton (citat de A.N. Strahler, 1964), referindu-se la *lungimea bazinului*, arăta că aceasta reprezintă distanţa de la gura de vărsare la un punct de pe cumpăna de ape, situat pe direcţia izvorului rîului principal. E.D. Ongley (1968) susţine că acest lucru este dificil de realizat în cazul clasificării *Horton-Strahler* sau *Shreve*, şi în cazul bazinelor foarte asimetrice, datorită apariţiei unor afluenţi mai lungi decît cursul principal.

În literatura de specialitate, se întîlnesc noţiunile de *lungime maximă* şi *lungime medie* a unui bazin hidrografic dat. Cea de-a doua, rezultă în general prin calcul, după ce s-a determinat lăţimea bazinului respectiv. Dar lăţimea medie (B) se obţine după ce s-a determinat lungimea maximă a bazinului (L_m), ca fiind distanţa de la gura de vărsare la punctul cel mai îndepărtat al bazinului pe cumpăna de ape, pe direcţia cursului principal (T. Morariu, I. Pişota, I. Buta, 1962), sau pe mediană (I. A. Cebotarev, 1957). Pentru aceasta se foloseşte următoarea formulă: $B = F/L_m$, unde F reprezintă suprafaţa bazinului. Deci, lăţimea medie a suprafeţei bazinului se calculează folosind o valoare a cărei determinare este aproximativă datorită metodicii folosite. Avînd lăţimea medie astfel determinată, se poate calcula şi lungimea medie, dar ambele dimensiuni — determinate în felul acesta — au un caracter aproximativ şi nu pot fi folosite cu succes deplin la corelarea cu alte elemente. Referindu-se la lungimea suprafeţei bazinului, Oghievskii arăta, în 1955, că acesta se determină măsurînd linia trasată de la gura de vărsare a rîului pînă la punctul cel mai îndepărtat al suprafeţei, cu condiţia să treacă prin mijlocul liniilor duse de-a curmezişul bazinului.

S.A. Schumm (1956) consideră că lungimea maximă a bazinului trebuie să se măsoare paralel cu linia principală de drenaj.

Pentru J.C. Maxwell (1960), determinarea *lungimii maxime* are unele neajunsuri şi este subiectivă. Pentru a evita acest lucru, el introduce termenul de *diametru al bazinului* definit ca: „lungimea proiecţiei orizontale a liniei drepte care porneşte de la gura bazinului la cumpăna de ape prin izvorul rîului". Pentru determinarea acestei caracteristici, autorul indică o serie de criterii. Astfel, diametrul trebuie să fie o linie dreaptă cu următoarele caracteristici: 1) să fie paralelă cu cea mai lungă linie de drenaj; 2) să împartă albia principală în segmente, astfel ca sumele lungimii acestora de pe cele două părţi opuse să fie aproximativ egale; 3) să fie paralelă cu linia care separă pantele versanţilor opuşi; 4) să împartă suprafaţa bazinului; 5) să fie cel mai mare diametru. Autorul admite că definiţia este cam stînjenitoare, ca şi criteriile, dar aplicarea lor este necesară. Cu cît este această metodă mai obiectivă decît a lui Schumm, rămîne de văzut.

T. Morariu, I. Pişota, I. Buta (1962) definesc lungimea bazinului tot ca distanţa de la gura de vărsare pînă la punctul cel mai înde-

părtat al bazinului, situată pe linia cursului de rîu. B. A. Apollov (1963) arată că în cazul în care avem de-a face cu un bazin de formă regulată, lungimea se poate determina folosind o linie dreaptă care porneşte de la vărsare pînă la punctul cel mai îndepărtat de pe cumpăna de ape. În situaţia în care forma bazinului este neregulată, nu se poate însă obţine o imagine reală asupra lungimii bazinului. În astfel de cazuri, autorul propune determinarea medianei. În acest scop se foloseşte o paletă de celuloid, cu un orificiu la centru, în jurul căruia sînt trasate o serie de cercuri concentrice, a căror rază se măreşte cu cîte un centimetru. Suprapunerea paletei peste forma bazinului permite să determinăm uşor punctele care marchează jumătatea lăţimii lui. Pentru aceasta, trebuie să facem în aşa fel încît, la determinarea unui punct, să căutăm ca două limite opuse ale bazinului să atingă, sau să fie egal distanţate de acelaşi cerc. Cînd este întrunită această condiţie se marchează punctul prin orificiul central. Marcînd un număr suficient de mare de puncte, se unesc, iar linia rezultată poartă numele de *mediană*.

E.D. Ongley (1968), după ce arată limitele parametrilor definiţi, propune o metodă obiectivă de determinare a diametrului bazinului, denumit de autor *axa vectorială a bazinului*. Se pleacă de la premisa că această axă este determinată de caracteristicile hidraulice şi geometrice ale unei reţele de rîuri *Horton-Strahler*, a cărei evoluţie nu este influenţată de tectonică şi de litologie. Pentru a se determina „axa vectorială" a bazinului de un ordin dat S_x, se uneşte în linie dreaptă punctul iniţial şi final al rîului de ordinul respectiv. În acelaşi fel se determină şi vectorii echivalenţi pentru bazinele de ordinul S_{x-1}. Prin vector echivalent se înţelege vectorul rezultat al fiecărui rîu de un ordin dat. Toţi vectorii echivalenţi

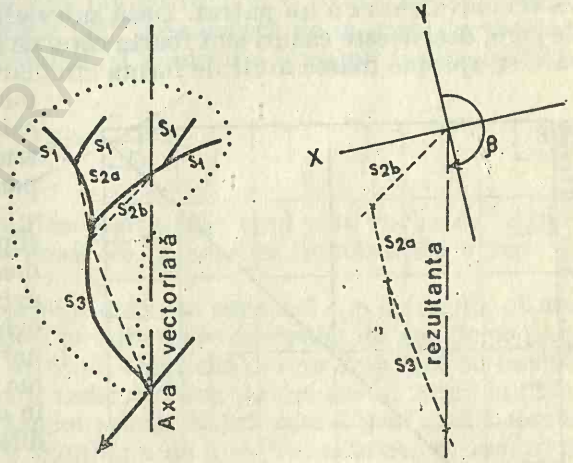


Fig. 27. — Determinarea axei vectoriale a bazinului (după E. D. Ongley)

S_x şi S_{x-1} se compun apoi grafic sau trigonometric într-o diagramă vector, avînd ca punct de origine coordonatele rectangulare în care Y reprezintă nordul (N). Axa vectorială rezultată porneşte de la gura bazinului, are un azimut, şi însumează toţi vectorii echivalenţi pentru rîurile de ordinul x şi $x-1$ (fig. 27). Ea este, în acelaşi timp, o axă hidraulică şi morfologică a bainului, întrucît ordinele de rîu, luate în calcul, reprezintă o rezultantă a lungimii şi direcţiei afluenţilor de ordinul S_{x-1}.

Luînd un număr suficient de mare de bazine, cu diferite forme, s-a încercat determinarea lungimii bazinului după metodica stabilită de S c h u m m şi mediana, după A p o l l o v şi s-a constatat că între valorile obţinute pe cele două căi, uneori apar diferenţe. La majoritatea încercărilor efectuate, se constată că valorile obţinute pentru lungimea maximă sînt puţin mai mari decît cele pentru mediană.

Lungimea medie şi lăţimea medie. Pentru a obţine lungimea medie ($\bar{L}$) şi lăţimea medie ($\bar{B}$) a unei suprafeţe bazinale, considerăm necesar a porni de la cele două elemente de bază, şi anume suprafaţa (F) şi lungimea perimetrului (P). Asimilînd suprafaţa bazinului cu aceea a unui patrulater cu laturile egale şi paralele, putem considera cele două laturi ca fiind rădăcinile unei ecuaţii de gradul doi, în care produsul rădăcinilor este egal cu suprafaţa bazinului ($F = \bar{L}\bar{B}$), iar suma acestora cu jumătatea perimetrului ($\bar{B} + \bar{L} = P/2$). Din ecuaţia rezultată se poate uşor determina lungimea şi lăţimea medie a suprafeţei bazinului, folosind formula :

$$\bar{L},\ \bar{B} = \frac{\frac{P}{2} \pm \sqrt{\left(\frac{P}{2}\right)^2 - 4F}}{2} \qquad (35)$$

În acest caz, există posibilitatea de a face, pe lîngă determinarea celor două elemente, şi o apreciere asupra formei bazinului, în funcţie de valoarea de sub radical. Dacă aceasta este mai mare de zero, bazinul are o formă alungită. În această categorie intră de altfel cea mai mare parte a bazinelor de recepţie. Cînd valoarea discriminantului este egală cu zero, lungimea bazinului va fi egală cu lăţimea lui şi, deci, forma bazinului va fi echivalentă cu un patrat. Dacă sub radical avem o valoare mai mică de zero, deşi aceste cazuri sînt foarte rare, ne găsim în prezenţa unui bazin, care se apropie foarte mult de forma circulară. În acest caz, cele două dimensiuni nu se mai determină, calculîndu-se în schimb diametrul cercului care are acelaşi perimetru cu al bazinului.

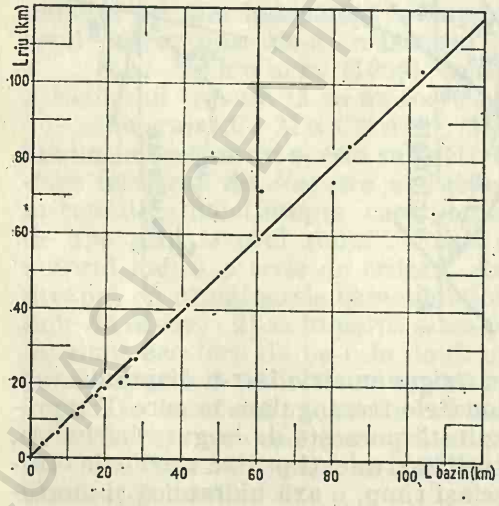


Fig. 28. — Creşterea lungimii rîului Ialomiţa în funcţie de lungimea bazinului corespunzător.

Între lungimea maximă a suprafeţei bazinului şi lungimea medie astfel determinată există o legătură, care pune în evidenţă, după cum este şi normal, tendinţa lungimii maxime de a avea valori mai mari în comparaţie cu cea medie. O diferenţă mai mică se poate constata între aceasta din urmă şi mediană.

Lungimea medie a suprafeţei bazinului, astfel calculată, se corelează foarte bine cu lungimea rîului principal, între cele două elemente fiind o legătură directă (fig. 28). Precizarea este

valabilă pentru bazinele în general simetrice şi care înregistrează o creştere a suprafeţei bazinului proporţională cu lungimea rîului.

Abaterea punctelor de la dreaptă se produce datorită creşterii bruşte a suprafeţei bazinului, prin aportul afluenţilor mai importanţi.

PERIMETRUL BAZINELOR HIDROGRAFICE

Perimetrul este considerat ca fiind egal cu proiecţia orizontală a lungimii cumpenei de ape a unui bazin hidrografic. Poziţia spaţială a cumpenei de ape este în funcţie de situaţia fiecărui bazin în cadrul marilor unităţi de relief. Astfel, în zona montană, atît înălţimea medie absolută, cît şi cea relativă a cumpenei este mai mare ca în zona de cîmpie. Pentru a afla, cu aproximaţie, înălţimea medie ($\bar{H}$) a cumpenei apelor, se foloseşte semisuma înălţimii medii a vîrfurilor ($\bar{h}_v$) şi a înşeuărilor ($\bar{h}_s$) (A p p o l o v 1963).

$$\bar{H} = \frac{\bar{h}_v + \bar{h}_s}{2} \tag{36}$$

ţinînd cont de faptul că:

$$\bar{h}_v = \frac{\Sigma \bar{h}_v}{n_v} \quad \text{şi} \quad \bar{h}_s = \frac{\Sigma h_s}{n_s}$$

unde n_v = numărul de vîrfuri şi n_s = numărul de înşeuări.

Panta medie a perimetrului. La fel ca şi la celelalte elemente de lungime, şi în cazul cumpenei de ape putem calcula o pantă medie, făcînd raportul dintre înălţimea maximă ($\bar{H}$), considerată de la gura de vărsare la punctul cel mai înalt al bazinului, şi semisuma lungimii cumpenei (P).

$$I_P = \frac{2\,H}{P} \tag{37}$$

Acest lucru se poate verifica foarte bine cînd este vorba de bazine de ordine inferioare (1 la 4), deoarece la acestea numărul de vîrfuri şi înşeuări este mic.

În cazul unui bazin de primul ordin se constată, de exemplu, că nu există diferenţă mare între panta pe care o are cumpăna de ape de pe partea stîngă şi cea de pe partea dreaptă, chiar cînd avem de-a face cu bazine asimetrice; putînd folosi pentru determinarea pantei medii formula (37). Însă, pe măsură ce ordinul bazinelor creşte, se măreşte şi gradul de neomogenitate al traseului urmat de cumpăna de ape. Ca urmare, se modifică lungimea perimetrului celor doi versanţi, în funcţie de gradul de asimetrie al bazinului şi de relieful cumpenei.

La bazine de ordine mai mari, situaţia se complică, pentru că apariţia înşeuărilor şi a vîrfurilor modifică atît lungimea cumpenei de ape, cît şi panta acesteia. În asemenea cazuri, ar fi utilă o calculare a lungimii reale a cumpenei de ape, folosind profilul longitudinal al acesteia şi, apoi, pe baza pantei diferitelor sectoare, să se ajungă la lungimea reală. Dar, cu o oarecare aproximaţie considerăm că se poate folosi cu succes formula (37).

Dacă luăm de exemplu bazinul de ordinul 4 al pîrîului Bizdidel amunte de confluența cu pîrîul Finească, vom avea, pentru cumpăna de ape de pe versantul drept, panta:

$$\text{tg } \alpha_{dr.} = \frac{516}{9,4} = 55^0/_{00}, \text{ și pentru versantul stîng;}$$

$$\text{tg } \alpha_{st.} = \frac{516}{5,0} = 100^0/_{00}$$

Panta medie a întregului perimetru va fi:

$$\text{tg } \alpha_p = \frac{1\,032}{14,4} = 72^0/_{00}.$$

Dacă, pentru același bazin, se calculează și panta medie a talvegului, se constată că nu este o diferență prea mare între panta acestuia și panta perimetrului. În majoritatea cazurilor însă, panta talvegului are o valoare mai mare decît panta perimetrului bazinului respectiv.

Calculînd panta medie a cumpenei unui bazin, ca un raport între diferența de nivel a punctelor extreme și semisuma lungimii acestuia, înseamnă că valoarea va fi cu atît mai eronată cu cît ondulațiile de înălțime ale cumpenei vor fi mai mari, acestea trebuind să fie luate în calcul la un studiu mai analitic.

Legea sumei perimetrelor. Perimetrul unui bazin hidrografic depinde de suprafața și de forma pe care acesta o are. Dacă se determină perimetrul tuturor bazinelor de un ordin dat, din cumularea acestora vom obține o sumă a perimetrelor pentru ordinul respectiv. Repetarea operației la toate ordinele și reprezentarea acestor sume pe un grafic în coordonate semilogaritmice dovedește că între ordinul rîurilor și suma perimetrelor există un raport invers, în sensul că, cu cît ordinul rîului este mai mare, cu atît suma perimetrelor este mai mică. Din verificarea relației într-un număr mare de cazuri, se poate deduce următoarea legitate: *suma perimetrelor bazinelor de ordine succesive tinde să formeze o progresie geometrică descrescătoare, care are ca prim termen suma perimetrelor bazinelor de ordinul 1* (P_1), *iar ca rație raportul sumelor acestor perimetre* (R_P) (fig. 29).

Făcînd acum rapoartele între termenii de ordine succesiv crescînde, vom obține:

$$\frac{P_1}{P_2} = R_{P_1}; \quad \frac{P_2}{P_3} = R_{P_2}; \quad \frac{P_3}{P_4} = R_{P_3} \ldots \frac{P_{s-1}}{P_s} = R_{P_{s-1}}$$

Pentru rația progresiei geometrice determinate vom folosi media ponderată a rapoartelor parțiale, sau o altă metodă amintită anterior.

Notînd deci rația șirului cu R_P și primul termen fiind P_1, vom avea ecuația termenului de rangul s sub forma:

$$P_s = \frac{P_1}{R_P^{s-1}} \tag{38}$$

Ştiind că ne găsim în prezenţa unei progresii geometrice descrescătoare, care se verifică destul de bine, vom putea renunţa la determinarea prin măsurători directe a termenului P_1, acesta ca şi oricare alt termen, putîndu-se obţine prin calcul pe baza formulei:

$$P_x = P_s R_P^{s-x} \tag{39}$$

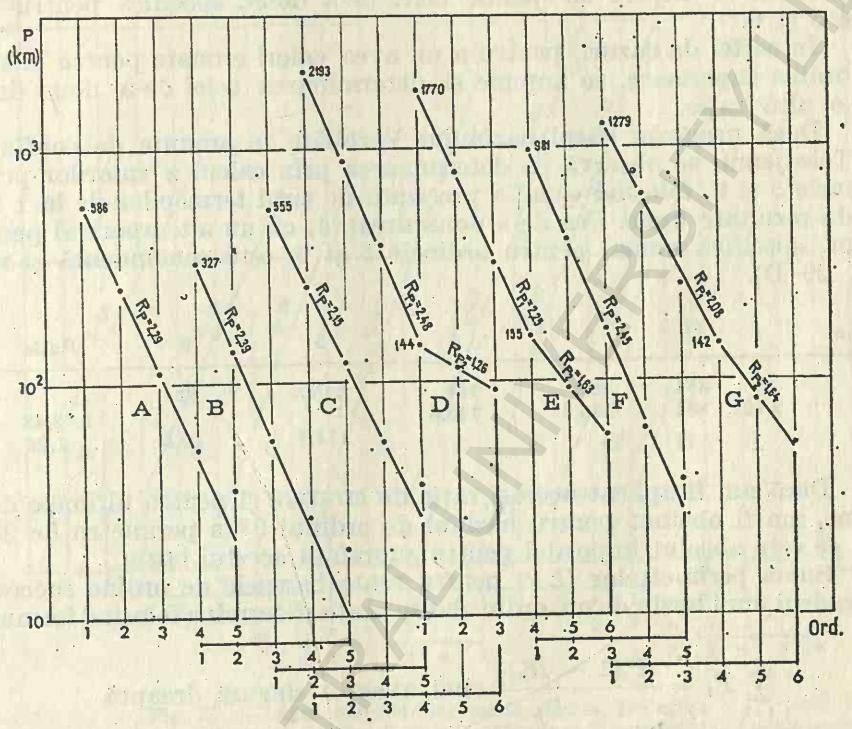


Fig. 29. — Legea sumei perimetrelor pentru bazinele:
A, Ialomicioara estică la confluenţa cu Ialomiţa; *B*, Ruda la confluenţa cu Cricovu Dulce; *C*, Bertea la confluenţa cu Vărbilău; *D*, Vărbilău la confluenţa cu Teleajenul; *E*, Mislea la confluenţa cu Teleajenul; *F*, Cricovu Sărat la confluenţa cu Salcia; *G*, Lopatna la confluenţa cu Sărăţelu.

Şi în cazul acestui element se constată, însă, că la bazinele de ordine mai mari, valoarea termenului de cel mai înalt rang se abate de la legitatea amintită. Aceasta se datoreşte faptului că bazinele de ordine superioare se dezvoltă, în general, în condiţii de pante mai moderate, fapt care duce la o creştere a numărului de crenulaţii ale perimetrului şi de aici alungirea lui. Analizînd şirul valorilor obţinute pentru bazinul de ordinul 5 al rîului Bertea în amunte de confluenţa cu Vărbilău, se poate remarca această abatere (fig. 29 C).

ordinul	1	2	3	4	5	raţia
$P_{măs.}$		258,4	120,3	55,9	36,5	
$P_{calc.}$	555,5	258,4	120,2	55,9	26,0	2,15

Trecerea de la zonele montană şi subcarpatică la cea de cîmpie antrenează şi o creştere a perimetrului bazinelor. Dacă analizăm bazinul de ordinul 6, Mislea în amunte de confluenţa cu Teleajenu, sau Lopatna amunte confluenţa cu Sărăţelu (fig. 29 E, G), vom remarca tendinţa valorilor obţinute de a preciza două drepte, cu raţii de creştere diferite, Astfel, cursurile de la ordinul 1 la 4 precizează o dreaptă cu o pantă mult mai accentuată în raport cu panta celei de-a doua, specifică pentru ordinele 5 şi 6.

În astfel de cazuri, pentru a nu avea valori eronate pentru bazinele de ordine superioare, se impune şi determinarea celei de-a doua drepte cu o altă raţie.

Dacă urmărim cazul bazinului Vărbilău, în amunte de confluenţa cu Teleajenul, se observă că determinarea prin calcul a valorilor pentru ordinele 5 şi 6, folosind ecuaţia precizată de şirul termenilor de la 1 la 4, nu dă rezultate bune. Cea de-a doua dreaptă, cu un alt raport al perimetrelor, specifică numai pentru ordinele 5 şi 6, este concludentă şi reală (fig. 29 D).

ordinul	1	2	3	4	5	6	Raţia
$P_{măs.}$		884	381	144	115,5	91	
$P_{calc.}$	2 192	884	356,6	143,8			2,48
$P_{calc.}$					114,1	90,6	1,26

Dacă am fi aplicat aceeaşi raţie de creştere şi pentru ultimele două ordine, am fi obţinut pentru bazinul de ordinul 6 un perimetru de 23,4, ceea ce este absolut imposibil pentru suprafaţa acestui bazin.

Suma perimetrelor (ΣP) pentru toate bazinele de ordine succesive din cadrul unui bazin de un ordin dat se poate determina folosind formula :

$$\sum_{i=1}^{s} P_i = \frac{P_s(1 - R_P^s)}{1 - R_P} \text{ cînd avem o singură dreaptă}$$

sau

$$\sum_{i=1}^{s} P_i = \sum_{i=1}^{k} P_i + \sum_{i=k+1}^{s} P_i = \frac{P_k(1 - R_{P1}^k)}{1 - R_{P1}} + \frac{P_s(1 - R_{P2}^{s-k})}{1 - R_{P2}} \qquad (40)$$

cînd avem două drepte care precizează situaţia sumei perimetrelor dintr-un bazin dat.

În general, se constată că legea perimetrelor evoluează diferit în zonele subcarpatică şi de munte, unde energia de relief este mare şi bazinele, în special cele de ordin inferior, au perimetre foarte bine conturate şi fără prea multe ondulaţii. În schimb, în zonele cu energie de relief mică, cumpăna de ape devine din ce în ce mai festonată, bazinele tind spre o formă mai alungită şi perimetrele au raţii de creştere mult mai mici.

Legea perimetrelor medii. Am văzut că suma perimetrelor formează un şir convergent ai cărui termeni pot fi determinaţi şi prin calcul. Cunoaştem însă că şi numărul bazinelor de fiecare ordin formează un şir convergent. Dacă vom face raportul celor două şiruri, vom obţine un al treilea şir care reprezintă perimetrul mediu al bazinelor de fiecare ordin.

Din reprezentarea datelor obținute în coordonate semilogaritmice, se observă dependența perimetrelor medii ale bazinelor de ordine sucesive, de clasa lor de mărime (fig. 30). Aceasta dovedește că între cele două elemente există o legătură funcțională care poate fi exprimată prin urmă-

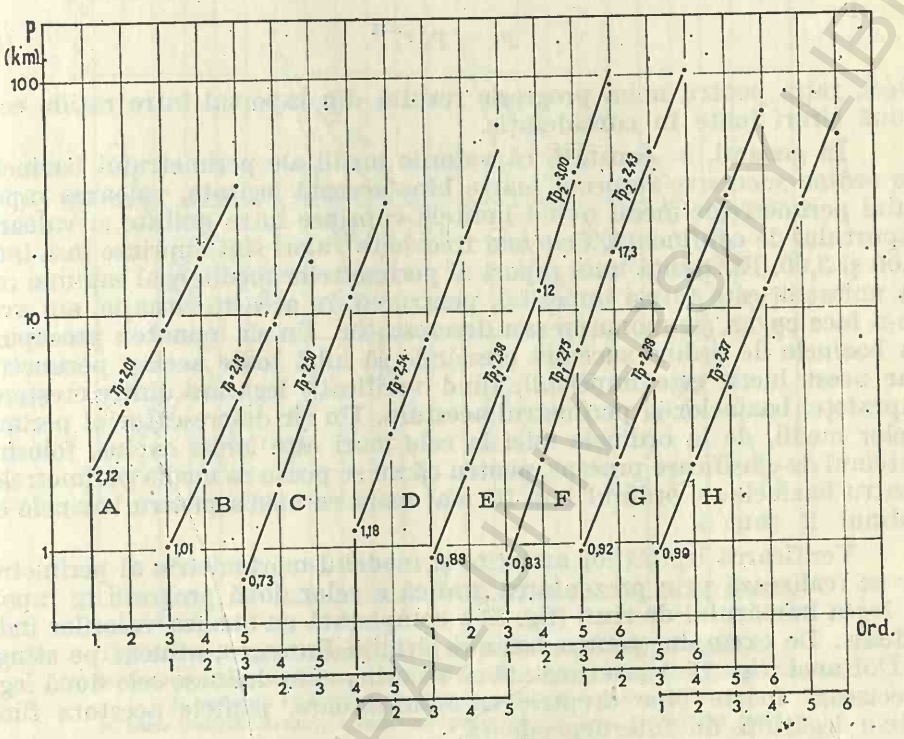


Fig. 30. — Legea perimetrelor medii pentru bazinele:
A, Ialomicioara estică la confluența cu Ialomița; *B*, Ruda la confluența cu Cricovu Dulce; *C*, Purcaru amunte Doftana; *D*, Teleajen amunte Telejenel; *E*, Vărbilău amunte Teleajen; *F*, Mislea amunte Teleajen; *G*, Cricovu Sărat amunte Lopatna; *H*, Lopatna amunte Sărățel.

toarea legitate: *perimetrul mediu al bazinelor de ordine succesive tinde să formeze o progresie geometrică crescătoare, care are ca prim termen perimetrul mediu al bazinelor de ordinul* 1 (p_1), *iar ca rație* (r_p) *raportul acestor perimetre.*

Din analiza celor două șiruri anterioare știm că:

$$\frac{P_1}{N_1} = p_1 \quad \text{și} \quad \frac{P_s}{N_s} = p_s$$

Dar, înlocuind valorile lui P_s și N_s din expresiile (38) și (12), vom obține în final:

$$\frac{P_s}{N_s} = \frac{P_1 \; R_c^{s-1}}{N_1 \; R_p^{s-1}}$$

Înlocuind $P_1/N_1 = p_1$ și considerînd raportul $\frac{R_c}{R_P} = r_p$ vom obține ecuația termenului general al progresiei determinată de valorile perimetrelor medii ale bazinelor de ordine succesive:

$$p_s = p_1 r_p^{s-1} \tag{41}$$

Deci, rația pentru noua progresie rezultă din raportul între rațiile celor două șiruri luate în considerație.

În general, se constată că valorile medii ale perimetrului bazinelor de ordine succesive respectă foarte bine această legitate, valoarea raportului perimetrelor medii avînd limitele cuprinse între unitate și valoarea raportului de confluență. Cele mai frecvente valori sînt cuprinse însă între 2,00 și 3,00. Existența unui raport al perimetrelor medii, egal sau mai mic ca unitatea, este totuși imposibil, pentru că, în această situație, am avea de-a face cu un șir monoton sau descrescător. Un șir monoton presupune ca bazinele de ordine succesiv crescînde să aibă toate același perimetru, dar acest lucru este imposibil, fiind verificată legătura dintre creșterea suprafeței bazinelor și perimetrul acestora. Un șir descrescător al perimetrelor medii, de la ordinele mici la cele mari este iarăși exclus, folosind sistemul de clasificare prezent, pentru că nu se poate ca media perimetrelor pentru bazinele de ordinul 1 să fie mai mare ca media pentru bazinele de ordinul 2 sau 3.

Verificarea legităților amintite și modelul morfometric al perimetrelor se realizează prin prezentarea grafică a celor două progresii în raport cu legea numărului de rîuri (fig. 31), completată cu analiza valorilor individuale. De exemplu, pentru bazinul pîrîului Purcarea, afluent pe stînga al Doftanei (fig. 31 A), se constată că valorile, care definesc cele două legi, precizează foarte bine dreptele corespunzătoare, pantele acestora fiind într-o legătură de interdependență.

După cum se poate observa, rația șirului determinat de perimetrele medii rezultă din raportul rațiilor pentru șirul numărului de rîuri și pentru suma perimetrelor bazinelor de ordine succesive.

Parametrii modelului morfometric al perimetrelor, pentru bazinul pîrîului Purcaru, se obțin pe baza următoarelor valori:

ordinul	1	2	3	4	5	rația
$N_{măs.}$	273	64	15	3	1	
$N_{calc.}$	273	64	15	3,51	0,82	$R_c = 4,27$
$P_{măs.}$		117,8	68,9	34,7	28,8	
$P_{calc.}$	201,5	117,8	68,9	40,3	23,6	$R_P = 1,71$
$p_{măs.}$		1,85	4,59	11,57	28,8	
$p_{calc.}$	0,73	1,84	4,59	11,48	28,7	$r_p = 2,49$

La fel se procedează și cînd șirul de valori precizează două progresii diferite în cadrul aceluiași bazin. În acest caz se poate determina rația progresiei pentru perimetrele bazinelor de la ordinul 1 la 4 și apoi pentru ordinele superioare.

Cele două drepte determinate de suma perimetrelor și de legea perimetrelor medii sînt concurente într-un punct a cărui abscisă trebuie să definească întotdeauna, în cazul în care dreptele au fost bine determinate, ordinul de mărime al bazinului dat.

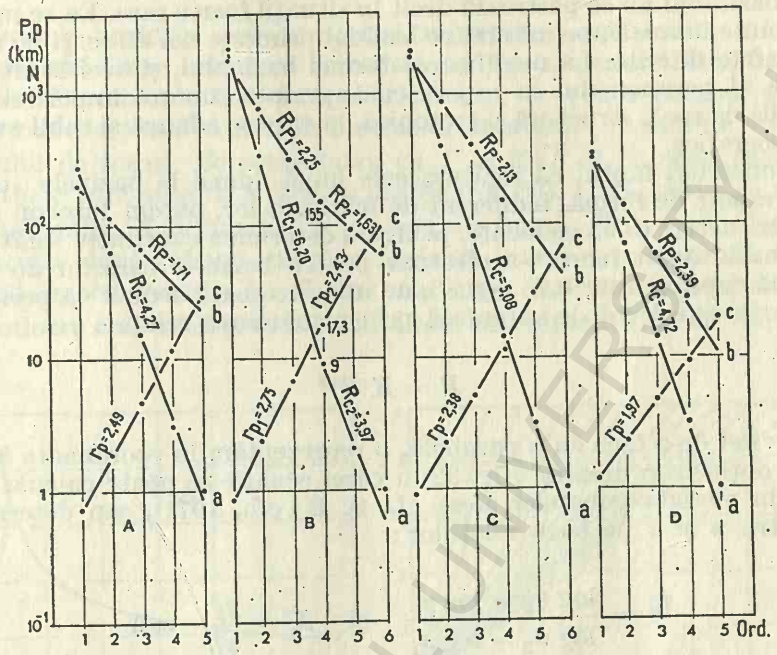


Fig. 31. — Modelul morfometric al perimetrelor pentru bazinele: *A*, Purcaru la confluența cu Doftana; *B*, Mislea la confluența cu Teleajenul; *C*, Cricovu Sărat la confluența cu Lopatna; *D*, Ruda la confluența cu Cricovu Dulce. *a*, Legea numărului de rîuri; *b*, legea sumei perimetrelor; *c*, legea perimetrelor medii.

Aceste legi se verifică foarte bine în cazul în care bazinele sînt situate în condiții fizico-geografice oarecum omogene. La ordinele mari, este foarte posibil ca bazinul să se dezvolte în două mari unități de relief care își pun amprenta pe aliura dreptelor respective. Dacă bazinul se dezvoltă în aceeași unitate de relief, avem de-a face cu o singură dreaptă, chiar dacă este vorba de un bazin de ordinul 6. În alte situații vom avea pentru fiecare bazin cîte două drepte, respectiv pentru ordinele inferioare (de la 1 la 4) și superioare (de la 5 la 8) (fig. 29 D, E, G, fig. 30 E,F).

Dacă admitem că bazinele de ordine superioare sînt și cele mai vechi, legea sumei perimetrelor poate da indicații și asupra accentuării proceselor de eroziune și de fragmentare a reliefului. Aceasta presupune că, paralel cu accentuarea gradului de fragmentare a reliefului de către rețeaua hidrografică, crește și numărul de bazine de ordine inferioare; implicit, crește și suma perimetrelor acestora, panta dreptei se accentuează, iar rația înregistrează o creștere valorică.

Legătura dintre perimetre și suprafața bazinelor de recepție. Între creșterea unei suprafețe și perimetrul care o delimitează există o legătură direct proporțională, care arată că la o creștere a suprafeței corespunde și o creștere a perimetrului bazinului.

O analiză de detaliu şi corelarea celor două elemente dovedesc că ritmul lor de creştere se menţine acelaşi numai în cazul în care bazinele îşi păstrează, din amunte în avale, acelaşi raport de formă. Deci, este necesar ca bazinele să fie în acelaşi raport de similaritate. În realitate, forma bazinului nu se păstrează decît în situaţii foarte rare. Ea se modifică din amunte în avale, pe măsură ce bazinul primeşte noi afluenţi de mărimi şi suprafeţe diferite. La modificarea formei bazinului, şi deci la ritmul de creştere al perimetrului în raport cu suprafaţa, un rol important îl au condiţiile de rocă, structură şi tectonică, la care se adaugă şi rolul evoluţiei paleogeografice.

Cunoscînd faptul că legătura este bună numai la bazinele care au acelaşi raport de formă, indiferent de mărimea lor, putem întocmi o corelaţie între aceste două elemente, pentru a determina cantitativ legătura lor funcţională. Acest lucru s-a efectuat pentru bazinele care au un raport de formă cuprins între 0,75 şi 0,80, de unde se poate deduce că perimetrul unui bazin este legat de suprafaţă prin următoarea relaţie :

$$P = K F^{0,5} \tag{42}$$

Avînd de-a face cu o parabolă, o reprezentăm în coordonate logaritmice şi obţinem o dreaptă (fig. 32) a cărei ecuaţie se poate calcula foarte uşor prin metoda punctelor alese (L. S. B l o h, 1971), sau determinînd parametrii n şi k pe baza relaţiilor :

$$n = \frac{\log y_2 - \log y_1}{\log x_2 - \log x_1} \quad \text{şi} \quad K = \frac{y_1}{x_1^n} \quad \text{sau}$$

$$\log K = \log y_1 - n \log x_1$$

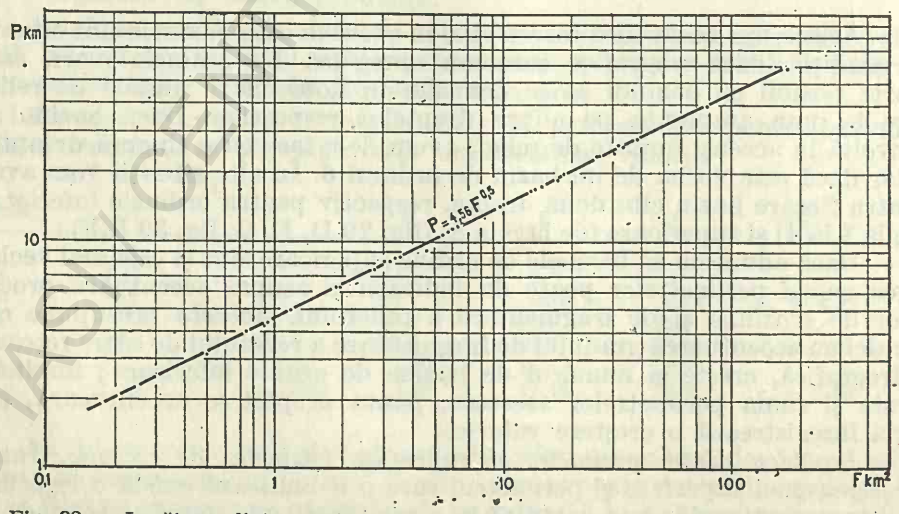


Fig. 32. — Legătura dintre perimetru şi suprafaţă, pentru bazinele hidrografice cu raportul de formă (R_f) cuprins între 0,750 şi 0,800.

Înlocuind valorile corespunzătoare în relaţiile de mai sus vom obţine :

$$P = 4{,}56\, F^{0{,}5} \quad \text{sau} \quad P = 4{,}56\sqrt{F}.$$

Deci la bazinele care au acelaşi raport de formă există o legătură foarte strînsă între creşterea suprafaţei şi cea a perimetrului bazinului respectiv. Pornind de la aceste considerente, se poate întocmi o abacă pentru valorile perimetrului, în funcţie de suprafaţă, la diferite valori ale raportului de formă. Se poate lucra cu $P = K\sqrt{F}$ şi, în acest caz, în loc de parabole vom avea de-a face cu drepte (fig. 33). Dacă analizăm valorile obţinute pentru K în funcţie de raportul de formă, (R_f) vom observa că între aceste două mărimi există o legătură invers proporţională care ne arată că, cu cît valorile lui K sînt mai mari, cu atît raportul de formă are o valoare mai mică şi deci bazinul este mai alungit (fig. 33 A).

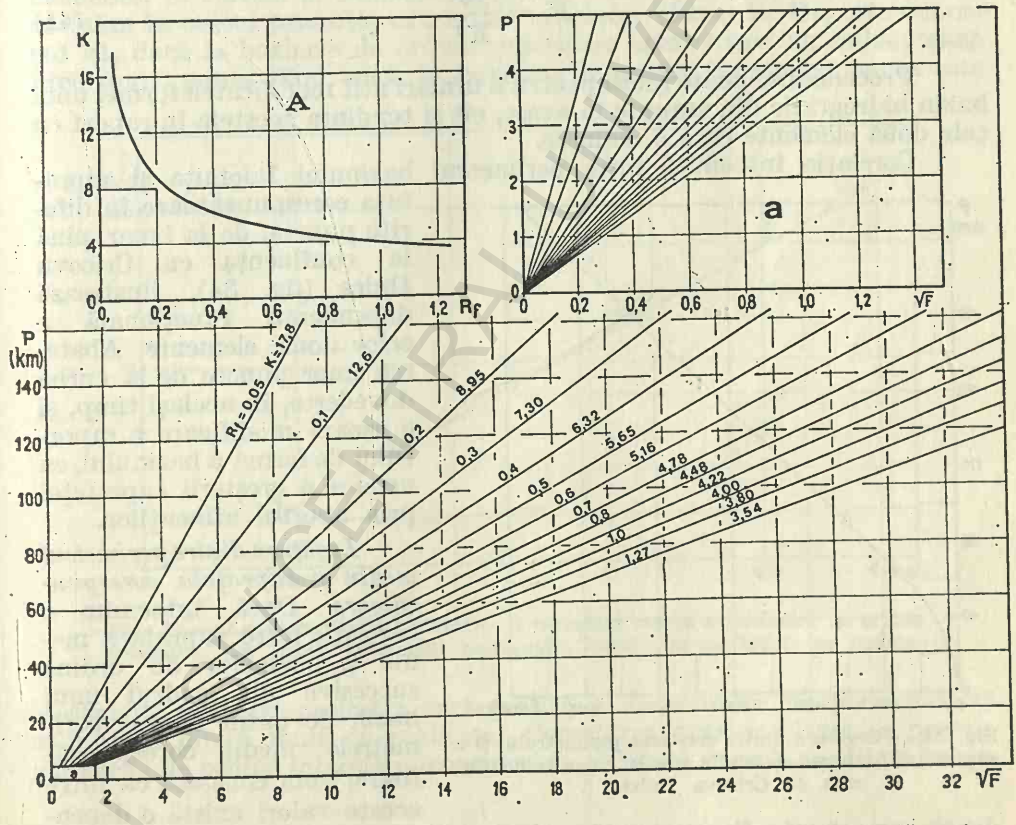


Fig. 33. — Legătura dintre perimetru şi suprafaţa bazinelor de recepţie, determinată pentru diferite valori ale raportului de formă.

A, Legătura dintre coeficientul K şi raportul de formă.

Expresia cantitativă a acestei relații apare sub forma unei hiperbole, pentru care A și n sînt constante :

$$K = \frac{A}{R_f^n} \text{ sau rezolvată : } K = \frac{4{,}00}{R_f^{0{,}5}} \tag{43}$$

Deci valoarea coeficientului K poate da indicații precise asupra formei bazinului. Astfel, dacă valoarea raportului $P/\sqrt{F}$ este de 3,54 ne găsim în prezența unui cerc perfect, care nu se întîlnește printre bazinele de recepție. Tocmai pentru faptul că această limită se atinge foarte rar sau chiar deloc, toate valorile coeficientului K vor fi superioare acestei limite. În cazul în care raportul amintit este egal cu 4,00 ne găsim în prezența unui bazin cu o formă echivalentă cu a unui patrat. Dacă acest coeficient este mai mare de 4,00 avem de-a face cu bazine alungite ; iar cu cît coeficientul K este mai mare, cu atît bazinul este mai alungit (fig. 33). Dealtfel, cunoscînd acest coeficient, putem determina cu precizie și valoarea raportului de formă, fie pe cale grafică, fie prin formula :

$$R_f = \frac{16}{K^2} \tag{44}$$

Procedeul se poate folosi pentru a urmări atît modificarea formei unui bazin hidrografic din amunte în avale, cît și tendința acesteia în raport cu cele două elemente care o definesc.

Corelația întocmită între perimetrul bazinului Ialomița și suprafața corespunzătoare în diferite puncte, de la izvor pînă la confluența cu Cricovu Dulce (fig. 34), ilustrează dependența funcțională a celor două elemente. Abaterea unor puncte de la curbă dovedește, în același timp, și o ușoară modificare a raportului de formă a bazinului, ca urmare a creșterii suprafeței prin aportul afluenților.

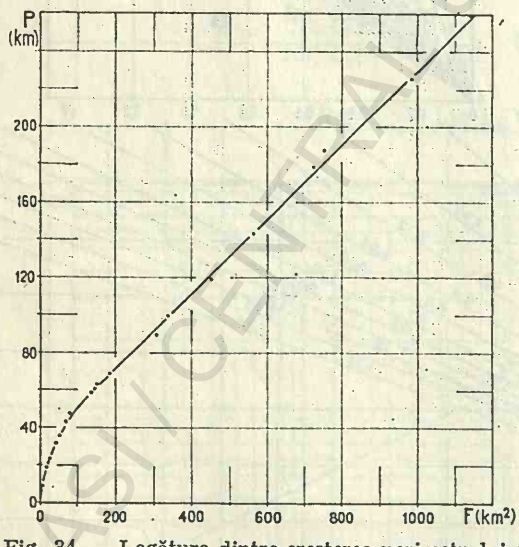


Fig. 34. — Legătura dintre creșterea perimetrului și a suprafeței bazinului Ialomița, de la izvor la confluența cu Cricovu Dulce.

Legătura dintre perimetrul mediu și suprafața corespunzătoare. Dacă întocmim o corelație între suprafața medie a bazinelor de ordine succesive din cadrul unui bazin de ordin dat și perimetrele medii corespunzătoare, vom constata că între aceste valori există o dependență, care poate fi exprimată prin relația : $p = k f^n$.

Calculînd ecuația dreptei pentru bazinul rîului Teleajen în amunte de confluența cu pîrîul Drajna, vom obține următoarea relație, care leagă

cele două elemente (fig. 35):

$$p_x = 4{,}18\, f_x^{0{,}537}$$

x fiind, în cazul de față ordinul de mărime al bazinului. Și în acest caz putem constata că $p = k\sqrt{f}$ și înlocuind valoarea lui f din (24) putem scrie că:

$$p_x = k\sqrt{f_1 r_f^{x-1}} \qquad (45)$$

Analizînd această dreaptă în comparație cu cele trasate pentru diferite valori ale coeficientului de formă, se poate afirma că pentru un bazin oarecare, forma bazinelor de ordine succesive din cadrul acestuia variază într-o oarecare măsură în raport cu ordinul, în sensul că, cu cît ordinul bazinului este mai mare, cu atît forma lui devine mai alungită. Sînt însă și cazuri, cum este bazinul rîului Bucovel în amunte de confluența cu Teleajenul, la care raportul de formă al bazinelor de diferite ordine se menține aproape constant. Micile neconcordanțe, care apar în calcularea acestor elemente, în special la bazinele de ordine inferioare, se datoresc faptului că luăm în calcul proiecția orizontală a acestor elemente. Or, este cunoscut că, dacă la bazinele de ordine superioare acest lucru nu influențează prea mult, panta fiind mică, la bazinele de ordine inferioare, panta este

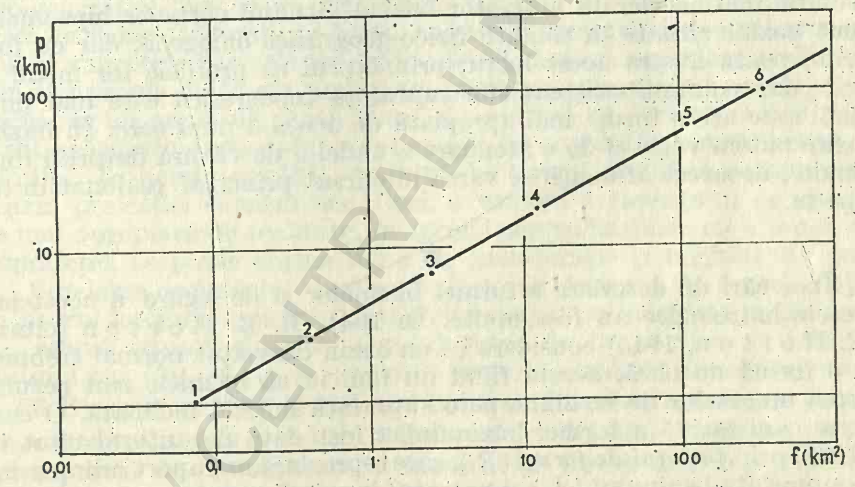


Fig. 35. — Legătura dintre perimetru și suprafața medie a bazinelor de ordine succesive, din cadrul sistemului hidrografic Teleajen la confluența cu Drajna.

destul de mare și proiecția cartografică a elementelor de perimetru și suprafață diferă mult de realitate. Corectarea acestor elemente pentru cursurile de ordine inferioare, considerăm că poate duce la rezultate bune.

PARAMETRII CARE INCLUD DIMENSIUNI DE LUNGIME ŞI SUPRAFAŢĂ

FORMA BAZINELOR HIDROGRAFICE

Aprecierea formei unui bazin hidrografic, ca fiind alungită, ovală, în evantai sau rotundă, este desigur o apreciere calitativă. Ea poate fi, uneori, o justificare pentru modul cum evoluează unele fenomene hidrologice, dar rămîne subiectivă atîta timp cît nu are o estimare cantitativă. Şi aceasta, cu atît mai mult cu cît de forma bazinului depind o serie de parametri morfometrici şi chiar modul de formare şi de transmitere a undelor de viitură. Este cunoscut faptul că într-un bazin rotund, viiturile se formează şi se transmit mai repede decît într-unul alungit, sînt mai puternice, şi au o viteză şi o forţă de eroziune şi transport sporit. Ca urmare, vor creşte debitele de aluviuni în suspensie şi în ultimă instanţă se constată o evoluţie mai accelerată a acestor bazine. Studiul curbelor hipsometrice a două bazine situate în condiţii fizico-geografice omogene, dar cu forme diferite, poate ilustra acest lucru, prin faptul că profilele lor medii sînt diferite, iar volumul existent sub suprafaţa topografică este mai mic la bazinul care are o formă mai apropiată de aceea a unui cerc. În bazinele alungite putem vorbi şi de o atenuare a undelor de viitură datorită formei bazinului, deoarece afluenţii se varsă în cursul principal eşalonat în timp şi spaţiu.

★

Încercări de descriere a formei bazinelor şi de legare a acesteia de procesele hidrologice au fost multe. În 1941, R. E. Horton (citat de R. E. Horton, 1945) considera că un bazin dezvoltat normal trebuie să aibă o formă de pară, acesta fiind un indiciu că bazinele sînt rezultate în urma proceselor de eroziune pe o suprafaţă iniţială înclinată. O caracterizare cantitativă a formei bazinului a fost dată de autorul citat încă din 1932, prin *factorul de formă* (R_f), care reprezintă un raport adimensional între suprafaţa bazinului (A_u) şi pătratul lungimii maxime a acestuia (L_b^2).

$$R_f = \frac{A_u}{L_b^2} \tag{46}$$

În această expresie, apare evident că o apreciere cît mai obiectivă a lungimii bazinului şi eventual metodica de determinare a acesteia au importanţă majoră la o evaluare corectă a factorului de formă. Valorile factorului de formă sînt egale cu 1 în cazul în care forma bazinului este apropiată de a unui pătrat, şi descrescătoare pe măsură ce gradul lui de alungire creşte.

În 1953, V.C. Miller (citat de A.N. Strahler, 1964) a introdus pentru aprecierea formei bazinului un *raport de circularitate* (*RC*) care reprezintă cîtul dintre suprafaţa bazinului analizat (A_u) şi suprafaţa cercului (A_c) de aceeaşi lungime cu perimetrul bazinului.

$$RC = \frac{A_u}{A_c} \tag{47}$$

Pentru determinarea acestui indice, este necesar să se măsoare suprafaţa şi perimetrul bazinului. Valorile subunitare obţinute pentru raportul de circularitate tind spre unitate în cazul în care suprafaţa bazinului se apropie de a unui cerc şi scad pentru bazinele cu o formă alungită, sau un perimetru foarte festonat. Acest raport se mai poate obţine şi pe baza formulei :

$$RC = \frac{4\pi F}{P^2}$$

Unde F reprezintă suprafaţa bazinului analizat, iar P perimetrul lui. Practic, valoarea raportului de circularitate nu poate să fie egală cu unitatea. Acest lucru se datoreşte pe de o parte diversităţii factorilor fizico-geografici, iar pe de altă parte faptului că în condiţiile în care lucrăm cu valori măsurate pe hărţi , acestea reprezintă proiecţiile orizontale ale unor suprafeţe bazinele înclinate. Astfel că dacă suprafaţa reală a unui bazin se apropie de forma unui cerc, proiecţia orizontală a acesteia se va apropia, la un unghi de pantă mare, de o elipsă, şi deci suprafaţa şi perimetrul, măsurate cartografic, vor depinde de unghiul de pantă al suprafeţei bazinului. În aceste condiţii, unghiul de pantă modifică situaţia reală în cazul proiecţiei cartografice. Deci, o valoare a raportului de circularitate mai apropiată de realitate, în special pentru bazinele cu o pantă mare a suprafeţei, se poate obţine luînd în consideraţie şi unghiul de pantă.

Corelarea raportului de circularitate cu factorul de formă, obţinut cu ajutorul lungimii maxime a bazinului şi apoi cu lungimea medie a acestuia, relevă situaţii diferite. Gradul mare de împrăştiere a punctelor, în primul caz (fig. 36 A), şi corelaţia perfectă obţinută în cel de-al doilea (fig. 36 B) ne dovedeşte că cea mai bună şi obiectivă metodă de determinare a lungimii medii este prin folosirea formulei (35). Legătura obţinută între raportul de circularitate şi factorul de formă dovedeşte în acelaşi timp că între aceşti doi coeficienţi există o corespondenţă. În ambele situaţii, valorile cele mai apropiate de zero corespund bazinelor foarte alungite, iar cele mai mari, bazinelor care se apropie de forma circulară.

S. A. Schumm (1956) a exprimat forma bazinului printr-un *raport de alungire* (*Re*), care reprezintă cîtul dintre diametrul cercului cu aceeaşi suprafaţă ca a bazinului (D_c) şi lungimea maximă a bazinului (L_b) măsurată paralel cu axa rîului principal. Valorile acestui indice variază direct proporţional cu forma bazinelor. Valorile mici cuprinse între 0,64 şi 1,27 sînt specifice bazinelor alungite, iar cele peste această limită, bazinelor rotunde.

Şi la calcularea acestui indice se poate vedea că, în cazul în care folosim lungimea maximă, calculată conform indicaţiei autorului citat, punctele au o mare împrăştiere (fig. 37 A). Calculînd însă o valoare medie

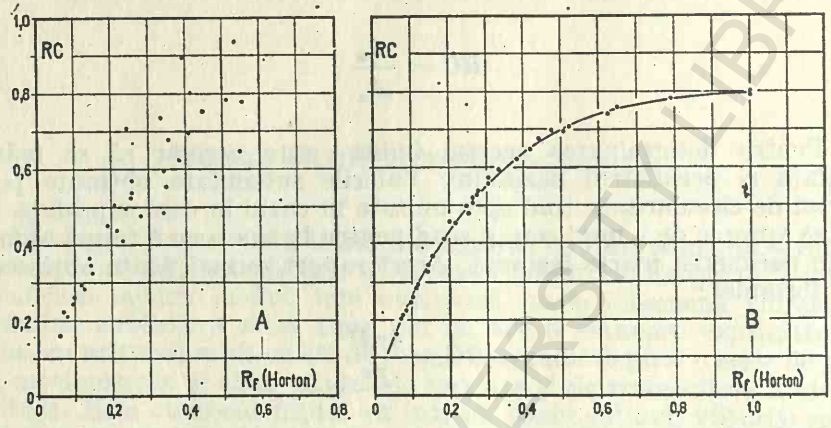


Fig. 36. — Legătura dintre raportul de circularitate (*RC*) şi factorul de formă (R_f), (H o r t o n), determinată pe baza lungimii maxime a suprafeţei bazinelor (*A*) şi pe baza lungimii medii (*B*).

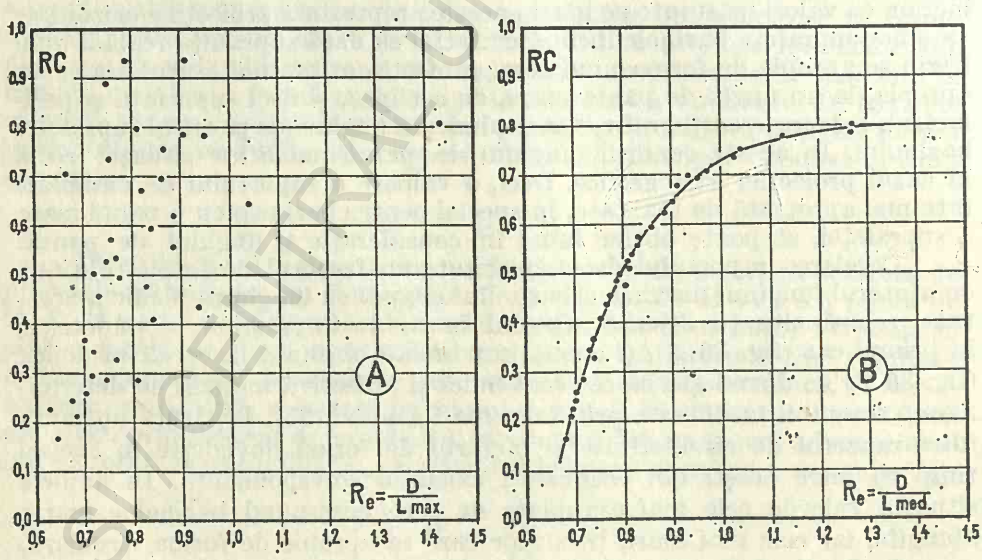


Fig. 37. — Legătura dintre raportul de circularitate (*RC*) şi raportul de alungire (R_e), determinat pe baza lungimii maxime a suprafeţei bazinului (*A*) şi a lungimii medii (*B*).

a lungimii suprafeţei, legătura dintre raportul de circularitate şi cel de alungire este foarte bună (fig. 37 B).

Varietatea mare a formei bazinelor şi importanţa acestui parametru a impus cercetării căutarea unei formule care să fie cît mai apropiată

de realitate. Astfel, R.J. Chorley, E.G. Malm şi H.A. Pogorzelski (1957) au propus o nouă modalitate de apreciere a formei unui bazin hidrografic. Autorii citaţi folosesc ca model funcţia de lemniscată exprimată prin formula:

$$\rho = L_b \cos p\theta \tag{48}$$

unde ρ şi θ reprezintă raza şi unghiul în coordonate polare, L_b lungimea bazinului de la gură la punctul cel mai distanţat de pe cumpăna de ape şi p este un *coeficient de rotunditate a bazinului*. Acesta se determină din formula:

$$A_u = \frac{L_b^2}{4p} \text{ de unde } p = \frac{L_b^2}{4A_u} \tag{49}$$

Pentru a vedea cît de apropiată este forma actuală de aceea a unei lemniscate pure, se foloseşte un *raport de lemniscată* care reprezintă raportul dintre perimetrul lemniscatei calculate şi cel al actualului bazin. Acest indice se corelează slab cu raportul de circularitate, în cazul în care este calculat cu lungimea maximă a bazinului. Dacă luăm însă în calcul lungimea medie, se obţine o legătură bună cu raportul de circularitate. Între aceşti doi indici există o legătură inversă care arată valori mari ale raportului de circularitate pentru valori mici ale indicelui de rotunjire. Legătura se obţine şi în cazul în care corelăm acest indice cu raportul de formă al lui R.E. Horton, sau cu raportul de alungire al lui S. A. Schumm. Spre deosebire de ceilalţi indici, în cazul indicelui de rotunditate, valorile cresc de la valori subunitare, pentru bazinele rotunde, la valori care pot depăşi cifra de 14—15, în cazul bazinelor foarte alungite.

A. I. Cebotarev (1957) foloseşte pentru caracterizarea formei bazinului *coeficientul de dezvoltare a cumpenei apelor* (m), reprezentînd un raport între lungimea cumpenei apelor (s) şi lungimea cercului (s') de suprafaţă egală cu a bazinlui.

$$m = \frac{s}{s'} \text{ sau } m = 0{,}282\,\frac{s}{\sqrt{F}} \tag{50}$$

Acest coeficient are valoarea egală cu unitatea în cazul unui cerc perfect şi creşte la valori ce depăşesc cifra de 2,5 cînd forma bazinului devine alungită. Deci o formă alungită presupune o valoare mare a indicelui, iar o valoare mică, un bazin rotund.

În 1962, T. Morariu, I. Pişota, I. Buta recomandă pentru aprecierea formei bazinului raportul dintre suprafaţa acestuia (F) şi suprafaţa pătratului care are latura egală cu lungimea bazinului (L^2).

$$\varphi = \frac{F}{L^2} \tag{51}$$

C. Diaconu, D. Lăzărescu (1965) arată că o caracterizare a formei bazinului se poate face utilizînd diferitele rapoarte între lungime, lăţime medie şi suprafaţă. De exemplu, raportul B/L arată gradul de alungire, în sensul că atunci cînd se obţin valori subunitare, bazinul este alungit, iar la valori supraunitare forma bazinului devine turtită (în evantai). În cazul în care se lucrează cu lungimea medie, acest coeficient coincide întocmai cu raportul de formă determinat de R. E. Horton.

În rapoartele $\frac{B}{\sqrt{F}}$ și $\frac{\sqrt{F}}{L}$, $\sqrt{F}$ are semnificația laturii pătratului cu aceeași suprafață ca a bazinului. În acest caz, valorile subunitare vor fi caracteristice pentru bazinele alungite, iar cele supraunitare pentru cele rotunde. Din legăturile întocmite, se constată că aceste rapoarte calculate pe baza valorilor medii variază între 0 și 1, iar raportul $\frac{\sqrt{F}}{L}$ se corelează cu raportul de circularitate, indicînd valori mici pentru bazinele alungite și apropiate de unitate, pentru cele ovale sau cu o formă circulară (fig. 38b).

Din analiza indicilor menționați pentru forma bazinului constatăm următoarele:

— toți au mărimi adimensionale, rezultate din rapoarte ale unităților de lungime;

— nici unul nu se corelează perfect cu ceilalți în cazul în care se determină lungimea maximă a bazinului sau mediana;

— toți se corelează și se pot stabili corespondențe în cazul în care se determină lungimea și lățimea medie a bazinului respectiv, folosind formula (35);

— majoritatea iau ca figură de referință un patrulater (dreptunghi sau pătrat) și numai doi consideră cercul ca figură de referință.

Raportul de formă. Din cele relatate rezultă că în caracterizarea formei unui bazin hidrografic, trebuie să ținem cont de două elementele principale.

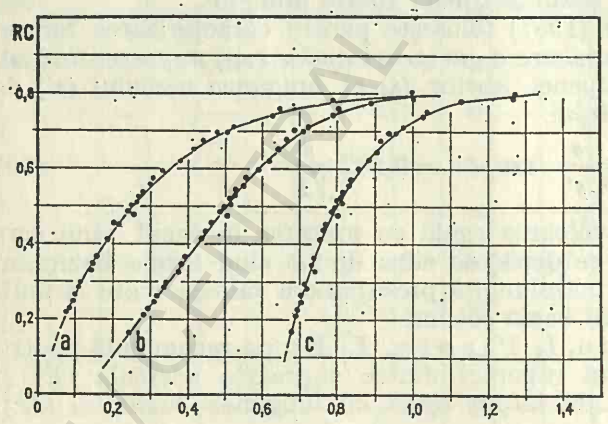


Fig. 38. — Legătura dintre raportul de circularitate (*RC*) și: *a*, factorul de formă (*R*) (R. Horton); *b*, raportul $\sqrt{F}/L$ (C. Diaconu); *c*, raportul de alungire (R_e) (S. Schumm) calculate folosind lungimea medie a suprafeței bazinului.

Este vorba de suprafața bazinului respectiv și de perimetrul care o delimitează. Din indicii analizați și din studiul unui număr mare de bazine hidrografice cu diferite forme, constatăm că diversitatea acestora este mare, de unde și un număr mare de încercări de evaluare cît mai fidelă a acestora. Dar aproape întotdeauna, aria unui bazin poate fi asimilată cu a unui patrulater și mai rar cu a unui cerc. R. J. Chorley și colab. (1957) arată dealtfel că nici un bazin nu atinge forma unui cerc și, mai mult, se pare că nu există nici o tendință a bazinelor de a ajunge la această formă. În plus, raportul de circularitate dă o foarte mică impresie asupra formei

actuale a unui bazin hidrografic. Cert este însă că cu cît bazinul este de ordin mai mare, deci cu cît suprafaţa şi perimetrul acestuia sînt mai mari, cu atît există posibilitatea mai mare de a avea bazine alungite. Şi invers, cu cît ordinul scade, cu atît bazinele devin figuri echivalente cu un pătrat, devin ovale sau rotunjite, nu numai datorită formei pe care o au, dar şi prin faptul că perimetrul devine mai întins şi ondulaţiile acestuia dispar.

În aceste condiţii, trebuie să avem în vedere că pătratul este poligonul cel mai perfect şi aria pătratului cu latura egală cu unitatea de lungime constituie unitatea de măsură pentru arii. Putem deci considera ca figură de referinţă şi suprafaţa unui pătrat care are acelaşi perimetru cu suprafaţa bazinului. În această situaţie un raport între suprafaţa bazinului respectiv (F) şi a pătratului cu acelaşi perimetru $\left(\frac{P}{4}\right)^2$ ne va da un *raport de formă* avînd ca figură de referinţă pătratul şi nu cercul.

deci :
$$R_f = \frac{F}{(P/4)^2} \qquad (52)$$

Acest indice este foarte apropiat de cel stabilit de R. E. Horton (1932), din care cauză păstrăm şi aceeaşi denumire. Deosebirea faţă de acesta constă în faptul că la numitorul raportului, în loc de pătratul lungimii maxime se consideră suprafaţa pătratului cu acelaşi perimetru ca al bazinului. Avem deci de-a face cu raportul a două suprafeţe, ca şi în cazul raportului de circularitate.

După cum am văzut, între perimetrul (P) şi suprafaţa (F) a unui bazin hidrografic există o relaţie exprimată de formula (42), după cum există şi o relaţie între coeficientul K şi raportul de formă (R_f) (43), (44). Raportul de formă se poate deci determina foarte uşor cînd se cunoaşte şi valoarea raportului dintre perimetrul bazinului şi rădăcina pătrată a suprafeţei acestuia.

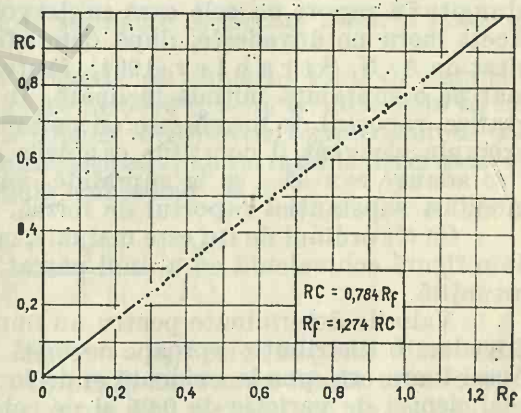


Fig. 39. — Legătura dintre raportul de circularitate (RC) şi raportul de formă (R_f) al bazinelor de recepţie.

Valorile acestui coeficient sînt egale cu unitatea în cazul în care avem de-a face cu un bazin care are o figură echivalentă cu un pătrat şi scad pe măsură ce bazinul luat în studiu este mai alungit. În cazul bazinelor rotunde, acest raport devine mai mare ca unitatea şi are ca limită valoarea de 1,27, pe măsură ce forma bazinului se apropie de aceea a unui cerc perfect. Între acest raport şi cel preconizat de Miller există o legătură foarte bine exprimată care ne dă posibilitatea de a trece de la un indice la altul (fig. 39).

$$RC = 0{,}784\, R_f \quad \text{sau} \quad R_f = 1{,}274\, RC$$

Folosim acest raport deoarece este mai expresiv şi valorile lui pot indica şi o clasificare a bazinelor. Din acest punct de vedere se disting trei categorii de bazine : *alungite*, indicate de valori mai mici ca unitatea ; *pătrate*, în cazul în care raportul devine egal cu 1 ; *rotunde*, la valori ale indicelui de formă cuprinse între 1 şi 1,274.

Acest indice de formă se poate corela foarte bine cu raportul de alungire al lui S. A. Schumm, 1956, cu coeficientul de dezvoltare a lungimii cumpenei apelor al lui A. I. Cebotarev (1957) şi, cînd se determină lungimea medie a suprafeţei bazinului, cu raportul de formă determinat de R. E. Horton (1932). La bazinele care au un coeficient de formă apropiat de unitate, se presupune că procesele de evoluţie ale bazinelor dezvoltate în condiţii fizico-geografice similare se desfăşoară normal, în timp ce la bazinele alungite, aceste fenomene suferă o întîrziere, iar la cele rotunde, se accelerează.

În condiţiile dezvoltării proporţionale a suprafeţei şi perimetrului unui bazin hidrografic de-a lungul arterei hidrografice, se constată menţinerea aceluiaşi raport de formă din amunte în avale. Pe măsura micşorării acestui coeficient, deci în cazul unor bazine foarte alungite, se constată o abatere a valorilor elementelor morfometrice de la legităţile lor de dezvoltare. Astfel, pentru acelaşi ordin de mărime se observă o creştere a lungimii cursului principal, a suprafeţei, la bazinele alungite în raport cu cele rotunde. Faptul dovedeşte că raportul de formă este important pentru evoluţia unui bazin hidrografic.

Diversitatea condiţiilor fizico-geografice dintr-o regiune are un rol important asupra formei bazinelor hidrografice. Astfel, rîurile, care coboară din zona montană, trecînd în cea subcarpatică, au în general bazine foarte alungite în raport cu cele care se dezvoltă numai în zona subcarpatică. Acest lucru ne dovedeşte, după cum afirma şi R. E. Horton, (1941, citat de A. N. Strahler, 1964), faptul că bazinele respective s-au format pe o suprafaţă iniţială înclinată. În decursul evoluţiei reţelei hidrografice, raportul de formă este un parametru care se poate modifica. Un exemplu elocvent îl constitue captările prin care unui bazin dat pot să i se adauge sau să i se ia suprafeţe variate ca mărime, dar care pot modifica substanţial raportul de formă.

Cu cît ordinul de rîu este mai mic, cu atît forma bazinelor se apropie de o figură echivalentă cu a unui pătrat, sau tinde spre o formă cît mai rotunjită.

Valorile determinate pentru un număr de 53 de bazine de ordinul 5 dovedesc o distribuţie aproape normală în jurul valorii medii de 0,649. Acest lucru este pus în evidenţă şi de forma curbei de asigurare, care are coeficientul de variaţie de 0,25 şi pe cel de simetrie de — 0,08 (fig. 40).

FRECVENŢA RÎURILOR

Definită de Horton în 1945, această noţiune reprezintă raportul dintre numărul total de segmente de rîu dintr-un bazin dat şi suprafaţa acestuia. R. O. Freitas (citat de A. Christofoletti, 1969) înlocuieşte denumirea acestei noţiuni prin aceea de *densitate hidrografică* (D_h), spre a se deosebi de densitatea de drenaj (D_d). Considerăm însă că acestui raport i s-ar putea la fel de bine spune şi *densitatea segmentelor*

de rîu (D_r), pentru că, după cum arată şi B. A. Apollov (1963), ea defineşte desimea cursurilor de apă pe unitatea de suprafaţă dintr-un bazin dat.

Pentru a calcula densitatea segmentelor de rîu ştim că numărul de rîuri de ordine succesive formează o progresie geometrică descrescătoare,

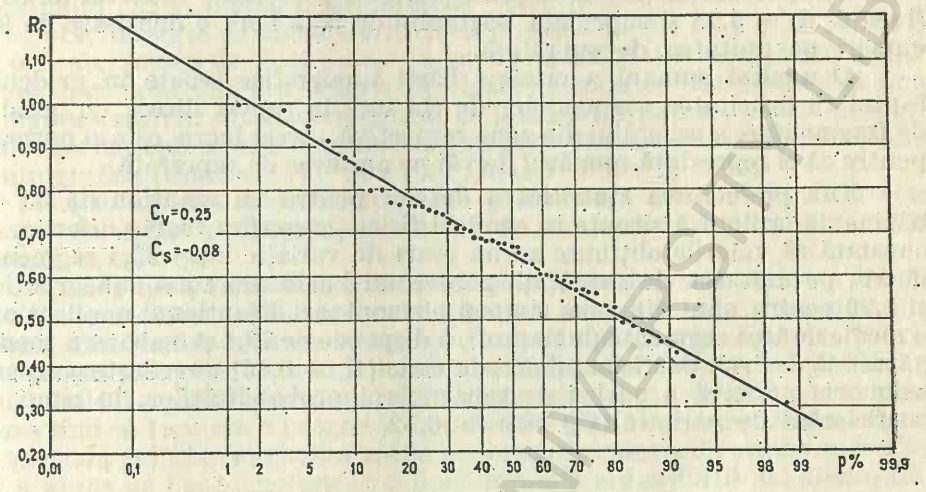


Fig. 40. — Curba de probabilitate a raportului de formă pentru un eşantion de 53 de bazine de ordinul 5.

pentru care cunoaştem numărul de segmente de fiecare ordin şi suma lor (N) dată de formula (14).

Din situaţiile analizate se constată că numărul total de segmente de rîu se poate determina cu o eroare de 3—5% ceea ce dovedeşte că formula se poate aplica. Pentru a calcula densitatea segmentelor de rîu, cînd cunoaştem suprafaţa bazinului respectiv, nu ne rămîne decît să introducem această valoare în formulă cunoscînd că:

$$D_r = \frac{N}{F} = \frac{N_s(1 - R_c^s)}{F\,(1 - R_c)} \tag{53}$$

Pentru că termenul $(1 - R_c^s)/(1 - R_c)$ este singurul care ridică probleme de calcul, valoarea lui se poate determina foarte uşor folosind o abacă sau un tabel. De exemplu, densitatea segmentelor de rîu din bazinul pîrîului Azuga la confluenţa cu Prahova se obţine:

$$D_r = \frac{N_s(1 - R_c^s)}{F\,(1 - R_c)} = \frac{1}{89{,}6} \cdot \frac{1 - 5{,}50^5}{1 - 5{,}50} = \frac{1\,118}{89{,}6} = 12{,}5$$

termenii $N_s = 1{,}0$; $R_c = 5{,}50$; $s = 5$; şi $F = 89{,}6$ km, fiind cunoscuţi. Întrucît, în acest caz, termenul N_s al progresiei este egal cu unitatea, calculele sînt uşurate, iar densitatea segmentelor de rîu se reduce la efec-

tuarea raportului dintre factorul $(1 - R_c^s)/(1 - R_c)$ şi suprafaţa bazinului respectiv. Cînd un bazin nu este pe deplin realizat pentru ordinul pe care-l poartă şi deci termenul de cel mai înalt rang este diferit de unitate, acesta trebuie neapărat luat în calcul.

De exemplu, în cazul bazinului de ordinul 5 Bizdidel în amunte de confluenţa cu Ialomiţa, s-a calculat pentru $N_s = 0{,}958$, raportul de confluenţă $R_c = 5{,}25$ şi suprafaţa bazinului de 95,5 km², o densitate de 9,4 cursuri pe unitatea de suprafaţă.

O analiză sumară a oricărei hărţi topografice scoate în evidenţă faptul că densitatea segmentelor de rîu este în raport direct cu gradul de fragmentare a reliefului din zona respectivă. Acest lucru este şi normal, pentru că el reprezintă numărul de văi pe unitatea de suprafaţă.

Din prelucrarea statistică a datelor pentru un eşantion de 53 de bazine de ordinul 5 situate în condiţii fizico-geografice foarte diferite, se constată că valorile obţinute au un ecart de variaţie între 22,4 segmente de rîu pe unitatea de suprafaţă pentru un bazin din zona subcarpatică şi 1,20 pentru unul din zona cîmpiei piemontane. Eşantionul analizat are o medie de 10,4 segmente de rîu/km², o dispersie de 29,4 şi o abatere medie pătratică de 5,43. Coeficientul de asimetrie ($C_s = 0{,}16$) dovedeşte o uşoară asimetrie pozitivă a curbei de repartiţie a probabilităţilor, în timp ce coeficientul de variaţie (C_v) este de 0,52.

DENSITATEA DE DRENAJ

Densitatea de drenaj poate da indicaţii asupra evoluţiei şi fragmentării reliefului, asupra scurgerii superficiale, a gradului de torenţialitate a unui bazin hidrografic şi chiar asupra debitelor de apă şi de aluviuni în suspensie.

Fiind un element care caracterizează bine reţeaua hidrografică a unui sistem sau a unei regiuni, determinarea lui a atras atenţia cercetătorilor încă de la sfîrşitul secolului trecut. Astfel, încă din anul 1894, A. Penck (citat de T. Morariu, I. Pişota, I. Buta, 1962) a încercat o definire a acestui parametru, făcînd raportul dintre lungimea sectoarelor de văi (l) dintre confluenţele care au loc pe rîul principal şi pe afluenţii mai importanţi şi numărul sectoarelor măsurate (k). Densitatea reţelei (h) este în aceste condiţii egală cu raportul celor două mărimi.

$$h = \frac{l}{k} \tag{54}$$

După această metodă, densitatea se reduce la o lungime medie a sectoarelor de rîu măsurate. Deci cu cît această valoare, care reprezintă distanţa dintre confluenţe, este mai mică, cu atît densitatea reţelei hidrografice este mai mare.

În 1900 Neumann (citat de T. Morariu şi colab., 1962) a definit corect această noţiune, care se utilizează şi în momentul de faţă. După acest autor, densitatea reţelei hidrografice dintr-un bazin dat reprezintă raportul dintre lungimea reţelei de rîuri şi suprafaţa bazinului respectiv. Metoda

a fost folosită cu succes la calcularea densităţii reţeii hidrografice din ţara noastră pe bazine de diferite ordine (T. Morariu, Al. Savu, F. Dumbravă, 1956).

Feldner, în 1903 (citat de T. Morariu şi colab., 1962) a determinat densitatea reţelei hidrografice (D) făcînd raportul dintre suprafaţa bazinului (F) şi numărul suprafeţelor interfluviale (n).

Se foloseşte de asemenea metoda propusă de Surken, E.P. Senkov etc. (citaţi de T. Morariu şi colab., 1962) care constă din împărţirea bazinului dat într-o serie de figuri geometrice. Se calculează apoi lungimea rîurilor din fiecare figură, de preferinţă pătrate, şi prin interpolare se trasează izolinii care închid suprafeţe cu aceeaşi densitate a reţelei hidrografice (izodense) (T. Morariu, Al. Savu, 1954).

Atît această metodă cît şi cea preconizată de Neumann s-au impus în decursul timpului în munca de cercetare ştiinţifică şi se utilizează cu succes.

Adoptarea sistemului *Horton-Strahler* a impus şi o serie de soluţii noi în aprecierea elementelor cantitative ale reţelei de rîuri dintr-un bazin dat. Astfel, reţeaua hidrografică este împărţită în segmente de rîu cu proprietăţi genetice şi funcţionale asemănătoare. Folosindu-l, R. Horton (1945) a găsit legea numărului de segmente de rîu de ordine succesive, care tind să formeze o progresie geometrică descrescătoare. Acelaşi autor a precizat şi legea lungimilor medii ale cursurilor de rîu de ordine succesive şi a ajuns pe baza acestora la o nouă formulă a densităţii de drenaj (R. Horton, 1945)

$$D_d = \frac{l_1 R_c^{s-1}(\rho^s - 1)}{F(\rho - 1)} \qquad (55)$$

Pentru a uşura calculele, autorul a întocmit o abacă cu care se determină factorul $\rho^s - 1/\rho - 1$ pentru diferite valori ale lui s, care reprezintă ordinul cursului principal. Expresia reuneşte o serie de factori fiziografici şi se bazează în primul rînd pe legile de dezvoltare ale reţelei de rîuri dintr-un bazin hidrografic dat, fiind aplicată în multe cazuri. Formula s-a impus ca o necesitate a faptului că la aprecierea densităţii de drenaj este absolut necesar să se aibă în vedere lungimea totală a cursurilor dintr-un bazin dat.

Este de remarcat că această formulă ţine cont atît de cursurile permanente, cît şi de cele temporare de cel mai mic ordin. Deci pentru calculul *densităţii de drenaj* este obligatoriu să se considere lungimea tuturor formelor negative care, avînd un talveg elementar, au capacitatea de a orienta şi organiza scurgerea pe un teritoriu dat.

Această metodă de apreciere cantitativă a densităţii de drenaj este mai rapidă, dar implică folosirea hărţilor la scară mare, pentru a obţine rezultate cît mai apropiate de realitate.

Analiza comparativă a densităţii reţelei hidrografice, care în general se referă numai la reţeaua permanentă şi a densităţii de drenaj, scoate în evidenţă diferenţe destul de mari. Atît densitatea reţelei hidrografice, cît şi cea de drenaj redau tot raportul existent între lungimea reţelei de rîuri şi suprafaţa bazinului respectiv. Funcţional, ambele reprezintă, la scări diferite, capacitatea unei reţele de a drena un teritoriu şi deci ne găsim

în prezența a două aspecte ale aceleiași noțiuni de densitate de drenaj. Deosebirea cantitativă dintre ele constă în aceea că în timp ce pentru *densitatea de drenaj* se iau în calcul toate căile drenajului superficial, indiferent de funcția permanentă sau temporară pe care o au, pentru *densitatea rețelei hidrografice* se ia în calcul, în funcție de scara hărții, numai lungimea căilor de drenaj permanent sau semipermanent a căror existență este în mare parte legată și de alimentarea subterană. Putem deci considera *densitatea rețelei hidrografice* ca fiind același lucru cu *densitatea drenajului permanent* și folosim această noțiune numai atunci cînd luăm în calcul o rețea care drenează în permanență un teritoriu. Spre deosebire de aceasta, *densitatea de drenaj* implică lungimea tuturor căilor de scurgere permanentă și temporară, dintr-un bazin dat. Din punct de vedere metodic, densitatea de drenaj ridică o serie de probleme, pentru că, luînd în considerație lungimea unui număr foarte mare de căi de scurgere, necesită și un volum apreciabil de timp. Tocmai din această cauză ea a fost mai mult atenționată și s-au stabilit o serie de formule pentru a fi determinată corect și într-un timp mai scurt (R.E. Horton, 1945; I. Zăvoianu, 1972).

A.N. Strahler, în 1957 (citat de L.B. Leopold, M. Wolman, J.P. Miller, 1964), arăta că lungimea totală a rîurilor de ordine succesive este invers proporțională cu ordinul. Acest lucru se observă și mai bine din reprezentarea grafică, în coordonate semilogaritmice, a valorilor obținute pentru cursurile de fiecare ordin, de unde s-a dedus și legea sumei lungimilor (fig. 22).

Odată stabilită o astfel de progresie, i se poate determina suma termenilor folosind expresia (30) și, în final, se obține o nouă formulă pentru calcularea densității de drenaj a unui bazin hidrografic, cunoscînd că (I. Zăvoianu, 1972):

$$D_d = \frac{L}{F} = \frac{L_s(1 - R_L^s)}{F\,(1 - R_L)} \tag{56}$$

Noua expresie simplifică foarte mult formula stabilită anterior pe baza legilor lui Horton, și devine mai operativă. Pentru factorul $1-R_L^s/1-R_L$ se poate întocmi o abacă asemănătoare cu cea stabilită de Horton în 1945, sau un tabel cu valorile respective, cunoscînd raportul lungimilor totale și ordinul bazinului respectiv.

De exemplu, pentru bazinul de ordinul 5 al rîului Azuga amunte confluența cu Prahova, unde pe baza legii lungimilor totale s-a găsit un $L_s = 12$ km și un raport al lungimilor totale $R_L = 1{,}86$ vom avea:

$$D_d = \frac{12{,}0(1 - 1{,}86^5)}{89{,}6(1 - 1{,}86)} = \frac{12{,}0}{89{,}6} \cdot \frac{-21{,}26}{-0{,}86} = \frac{255{,}1}{77{,}05} = 3{,}31 \text{ km}^2$$

Calculînd aceeași valoare pe baza măsurătorilor directe, vom găsi o valoare foarte apropiată (3,30 km/km²), fapt care dovedește că formula se poate folosi cu succes.

Raportul existent între densitatea de drenaj calculată pe baza acestei formule și pe baza măsurătorilor directe, trebuie să fie cît mai apropiat de unitate. În caz contrar, înseamnă că rația pentru legea lungimilor

totale nu a fost suficient de bine apreciată şi se recomandă recalcularea acesteia. Legătura dintre cele două mărimi întocmită pentru bazinele de ordinul 5 (fig. 41) dovedeşte că diferenţele sînt foarte mici şi deci formula se poate folosi cu suficientă precizie la determinarea densităţii de drenaj din cadrul unui bazin hidrografic dat.

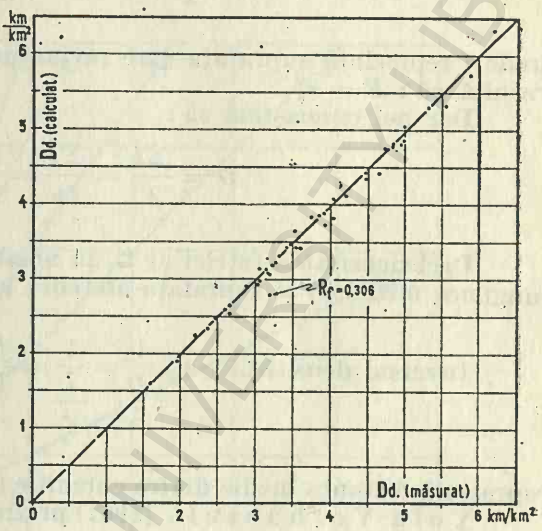


Fig. 41. — Legătura dintre densitatea de drenaj (D_d), determinată prin calcul şi pe baza măsurătorilor directe pentru un număr de 53 de bazine de ordinul 5

Din analiza relaţiei se desprind următoarele:

— O corespondenţă foarte bună între valorile determinate pe cele două căi există în cazul bazinelor care au un raport de formă cuprins între 0,45 şi 1,00.

— La bazinele alungite, sau foarte alungite, care au un raport de formă mai mic de 0,45, există şi o mare disproporţie între lungimea cursului principal şi aceea a lungimilor totale ale cursurilor de ordine inferioare. În acest caz, luarea în calcul a acestei valori, în special la determinarea mediei ponderate, înseamnă neglijarea celorlalte, care dau, dealtfel, direcţia generală a legităţii.

— Nesocotirea lungimii cursului principal duce la creşterea diferenţei între densitatea reală şi cea calculată. Punctele situate în partea dreaptă a liniei de corelaţie au lungimi ale cursului principal mai mari decît lungimile determinate prin calcul. Un bun exemplu în acest sens îl constituie pîrîul Pîscov, afluent pe stînga al Ialomiţei, pentru care se înregistrează cea mai mare diferenţă (eroare 11,9%) între densitatea calculată pe baza formulei (2,81 km/km²) şi cea din măsurătorile directe (3,19 km/km²). Dealtfel la acest bazin, care are un raport de formă de 0,306, lungimea cursului principal este de 15 ori mai mare decît lungimea calculată pentru acelaşi ordin pe baza progresiei (fig. 41).

A.I. Cebotarev (1957) foloseşte pentru densitatea de drenaj aceeaşi formulă a raportului dintre lungimea totală a cursurilor şi suprafaţa bazinului. El arată că densitatea reţelei caracterizează distanţa medie dintre cursurile de apă.

Fiind dat un bazin hidrografic cu o suprafaţă (F), acesta are un număr de cursuri n a căror lungime medie aste l.

$$\frac{\Sigma L}{n} = l \quad \text{şi} \quad \frac{F}{n} = f$$

unde f reprezintă suprafaţa care revine unui curs de lungime l. De aici rezultă că : $F = nf$

Dar noi cunoaştem că :

$$D = \frac{\Sigma l}{F} = \frac{\Sigma l}{fn} = \frac{n\,l}{n\,f} = \frac{l}{f} \tag{57}$$

Deci densitatea reţelei ar fi, în acest caz, egală cu raportul dintre ungimea medie (l) şi suprafaţa aferentă unui astfel de curs (f).

Inversul densităţii $$\frac{1}{D} = \frac{1}{\frac{l}{f}} = \frac{f}{l} \tag{58}$$

reprezintă distanţa medie dintre cursurile de apă luate în calcul.

Yola Verhasselt (1961) prezintă, pentru determinarea densităţii de drenaj, *metoda punctelor de intersecţie*. Această metodă are avantajul că reduce substanţial timpul de calculare a lungimii cursurilor dintr-un bazin hidrografic dat, în condiţiile unor erori aproape neglijabile.

S-a constatat că, dacă peste o reţea hidrografică se aşează un caroiaj de pătrăţele cu laturile cunoscute, între numărul punctelor de intersecţie a reţelei cu laturile pătrăţelelor şi lungimea totală a acesteia există o relaţie care se poate exprima cantitativ. Măsurătorile efectuate scot în evidenţă că numărul punctelor de intersecţie creşte în raport cu lungimea totală a reţelei analizate. În acest caz se pune problema de a suprapune caroiajul peste reţeaua de măsurat, sau invers, şi de a însuma toate punctele în care reţeaua de rîuri intersectează laturile caroiajului folosit (I. Zăvoianu, 1967). Cu valoarea obţinută se calculează uşor lungimea totală a reţelei de rîuri din arealul măsurat; aceasta se împarte la suprafaţa planimetrată, rezultînd densitatea de drenaj. Înainte de aplicarea metodei trebuie însă stabilit care este cea mai potrivită mărime a pătrăţelelor caroiajului. Pentru acest lucru, pe hărţile la scara 1 :25 000 s-au luat diferite eşantioane sub formă de pătrat cu latura de 10 cm şi cu diferite densităţi ale reţelei hidrografice, păstrînd aceeaşi suprafaţă de 6,25 km^2.

Pe eşantioane, s-a aplicat concomitent o reţea de pătrăţele de diferite dimensiuni (0,5; 1; 1,5; 2; 2,5; 3 cm) şi s-au numărat punctele de intersecţie. În cazurile neclare, sau cînd cursul se suprapune exact pe o linie de măsurat, se imaginează decalarea scării cu 1 mm, întotdeauna în acelaşi sens (Y. Verhasselt, 1961). În paralel, s-a efectuat şi măsurarea lungimii reţelei hidrografice cu distanţierul, cu o deschidere a compasului de 3 mm, obţinîndu-se cîte o valoare a lungimii reţelei hidrografice pentru fiecare eşantion. Cu aceste valori s-au întocmit corelaţii avînd lungimea

reţelei hidrografice în km pe ordonată şi numărul punctelor de intersecţie pentru fiecare caroiaj în parte, pe abscisă. Punctele astfel raportate arată că cele două mărimi sînt legate printr-o funcţie liniară de forma $Y = mX$ (fig. 42). Pentru ecuaţiile dreptelor s-au determinat analitic coeficienţii

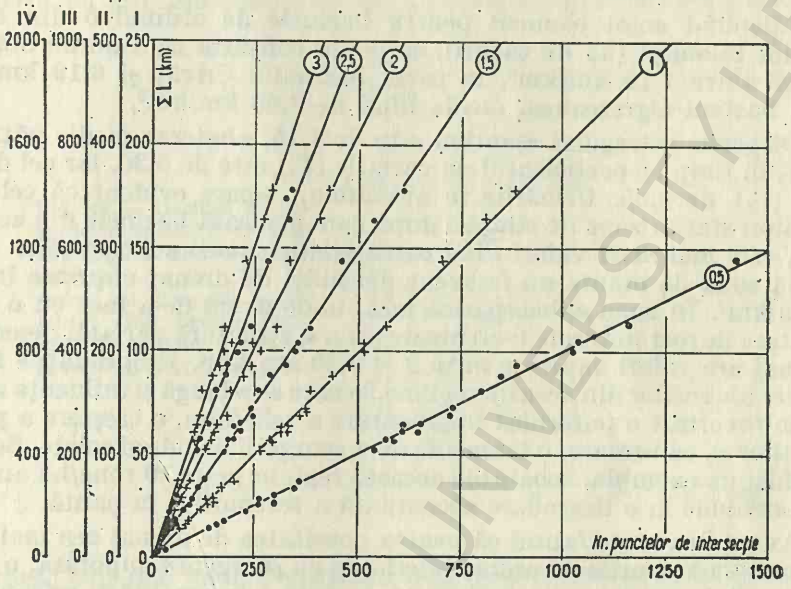


Fig. 42.—Corelaţia dintre lungimea totală a reţelei hidrografice (ΣL) şi numărul punctelor de intersecţie pentru caroiajele de 0,5; 1,0; 1,5; 2,0; 2,5; 3,0 cmla diferite scări: I — 1 : 25 000; II — 1 : 50 000; III — 1 : 100 000; IV — 1 : 200 000.

de corelaţie (r) şi panta dreptei. Dintre toate cele 6 caroiaje folosite, s-a constatat că cea mai bună valoare a coeficientului de corelaţie se obţine pentru caroiajul cu laturile de 1 cm (fig. 42). Urmează apoi în funcţie de valoarea coeficientului de corelaţie caroiajele cu laturile de 1,5 ; 2 şi 2,5 cm. Caroiajul cu laturile de 0,5 dă cel mai mic coeficient de corelaţie ($r = 0{,}990$).

Din analiza erorilor legate de dimensiunea caroiajelor se observă că reţeaua de pătrăţele trebuie să aibă laturile suficient de mari, pentru a putea încadra bine fenomenul fără a-l depăşi şi să nu aibă pătrăţele prea mici, care pot antrena erori prin numărul prea mare al punctelor de intersecţie. Cunoscînd care este cel mai bun caroiaj şi coeficientul unghiular al dreptei respective, nu ne mai rămîne decît să numărăm punctele de intersecţie ale reţelei cu un caroiaj pe care-l aplicăm pe suprafaţa cartografică a bazinului dat. Erorile maxime obţinute în acest mod sînt de maxim 3%, ceea ce dovedeşte că metoda se poate aplica, obţinîndu-se o scurtare a timpului de lucru cu cel puţin 5 ori faţă de determinările directe efectuate. Pentru ca metoda să fie aplicabilă la diferite scări şi chiar la alte reţele (de exemplu, pentru a determina densitatea drumurilor dintr-o regiune), este necesar ca la transformarea lungimilor determinate din centimetri în kilometri să se ţină cont de scara hărţii. Pentru un număr mai mare

de determinări se poate întocmi o abacă, din care se obţin lungimile în kilometri în funcţie de punctele de intersecţie şi de scara hărţii. Densitatea de drenaj are valori mai mari în comparaţie cu densitatea reţelei hidrografice, pentru că ţine cont atît de arterele cu scurgere permanentă, cît şi de cele temporare.

Calculînd acest element pentru bazinele de ordinul 5 din cadrul bazinului Ialomiţa (53 de cazuri), se poate constata că valorile obţinute oscilează între 1,16 km/km^2, în cazul bazinului Crivăţ şi 6,19 km/km^2, pentru bazinul Ogrezeanca, media fiind de 3,60 km/km^2,

Dispersia întregului eşantion este de 1,15, abaterea medie pătratică de 1,07, în timp ce coeficientul de variaţie (C_v) este de 0,30, iar cel de asimetrie (C_s) de 0,05. Urmărite în ansamblu, apare evident că cele mai mici valori sînt în zona de cîmpie, după care urmează bazinele din zona de munte, cele mai mari valori fiind caracteristice zonei subcarpatice. Bazinele din zona de munte au frecvent densităţi de drenaj cuprinse între 2 şi 4 km/km^2. În zona subcarpatică însă, unde avem de-a face cu o mare diversitate de roci puternic tectonizate şi cu o structură variată, densitatea de drenaj are valori cuprinse între 2 şi 6,20 km/km^2. Proprietăţile fizico-mecanice ale rocilor din această regiune, la care se adaugă şi influenţa antropică, au favorizat o puternică fragmentare a reliefului, o creştere a pantei versanţilor şi, ca urmare, o intensificare a scurgerii lichide şi solide. Scurgerea solidă, de exemplu, scoate din această regiune peste 10 tone/ha an, fapt care contribuie la o degradare accentuată a terenurilor în pantă.

Avînd în vedere faptul că pentru densitatea de drenaj cea mai mare pondere o au cursurile de ordine inferioare cu scurgere temporară, o hartă a densităţii de drenaj este similară cu o hartă a fragmentării orizontale a reliefului. Din acest punct de vedere, între fragmentarea orizontală, luată ca lungimea reţelei de văi (km/km^2) folosită în geomorfologie (V. T u f e s c u 1966) şi densitatea de drenaj nu sînt deosebiri cantitative ci numai de nuanţă. Pentru fragmentarea orizontală se măsoară lungimea reţelei de văi, iar pentru densitatea de drenaj, lungimea talvegurilor. Dacă ţinem cont că pentru formarea unei văi este necesar un talveg elementar, iar pe hărţi lungimea văii este măsurată tot după proiecţia cartografică a talvegului, apare clar că ne găsim în prezenţa a doi termeni pentru aceeaşi noţiune. În acest caz ar fi mai utilă stabilirea fragmentării orizontale după lărgimea interfluviilor, pentru a nu se confunda cu densitatea de drenaj.

Legătura dintre densitatea de drenaj şi frecvenţa rîurilor. Densitatea de drenaj şi densitatea segmentelor de rîu de pe un teritoriu sînt strîns legate de condiţiile fizico-geografice ale unei regiuni, dar cea mai mare influenţă asupra dimensionării lor o are litologia. Bineînţeles că pe lîngă aceasta, mai sînt o serie de factori ca structura, tectonica, relieful, gradul de împădurire ş.a., dar ponderea lor este mai mică în raport cu cea a litologiei.

Pentru a putea scoate în evidenţă acest lucru s-au delimitat arealele ocupate de roci cu aceeaşi categorie de rezistenţă geologică (*Rg*) şi s-a determinat densitatea de drenaj şi frecvenţa segmentelor de rîu în perimetrul fiecărei categorii. Întocmind un grafic de variaţie a valorilor obţinute (fig. 43), se observă că acestea se dispun foarte ordonat şi se precizează

situaţii diferite pentru rocile consolidate şi pentru cele neconsolidate. Rocile consolidate, cu rezistenţa geologică de la 5 la 9, determină o legătură inversă între densitatea de drenaj şi densitatea rîurilor, pe de o parte, şi gradul de tărie a rocilor, pe de altă parte. Astfel, cu cît o rocă este mai rezistentă la eroziune, mai compactă şi cu un unghi de frecare interioară mai mare, cu atît numărul de cursuri pe unitatea de suprafaţă şi densitatea

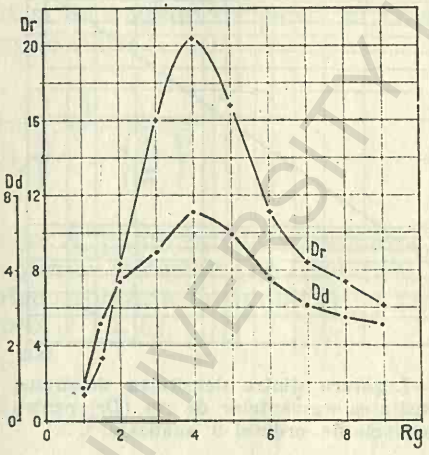


Fig. 43. — Graficul de variaţie a densităţii de drenaj (D_d), a densităţii segmentelor de rîu (D_r) în raport cu categoria rezistenţei (Rg) pentru bazinele de ordinul 3 situate în condiţii de roci omogene.

de drenaj sînt mai mici. Pe măsură însă ce aceste însuşiri fizico-mecanice ale rocilor se schimbă, creşte valoarea celor două elemente, atingînd valorile maxime în cazul pietrişurilor de Cîndeşti (fig. 43). Pentru rocile neconsolidate, care au categoria de tărie de la 1 la 4, şi sînt reprezentate de formaţiunile pliocene sau chiar pleistocene, valorile scad pînă la depozitele loessoide şi de terasă unde se întîlnesc cele mai mici valori.

Deci aceste elemente nu respectă zonalitatea verticală, cele mai mari valori nefiind în zona montană ci în zona subcarpatică. În general, zonele înalte avînd în alcătuire roci foarte dure cum sînt şisturile seriei de Leaota, au valori relativ mici ale densităţii de drenaj şi ale numărului de rîuri. Apoi, pe măsură ce trecem la zona subcarpatică, numărul acestora devine din ce în ce mai mare, atingînd valoarea maximă în zona pietrişurilor de Cîndeşti care au şi cel mai mare grad de fragmentare a reliefului. Zona de contact dintre Subcarpaţi şi cîmpie este marcată de o scădere continuă a numărului de segmente de rîu şi a densităţii de drenaj, pentru a atinge cele mai mici valori în zonele de cîmpie acoperite cu depozite loessoide, sau aluvionare cu energie de relief mică, dar cu permeabilitate mare. Corelaţia întocmită între densitatea de drenaj şi densitatea rîurilor pe formaţiuni litologice este bună, cu excepţia valorilor obţinute pentru formaţiunile levantin — cuaternare, alcătuite din nisipuri, argile, pietrişuri şi depozite loessoide (fig. 44). Cauza o constituie faptul că în zonele cu energie de relief mică, numărul segmentelor de rîu scade foarte mult şi nu mai păstrează o proporţionalitate cu lungimea cursurilor. Aceasta din urmă este mai mare şi datorită coeficientului de sinuozitate şi de meandrare, care duce la o creştere a lungimii rîurilor şi deci şi a densităţii de drenaj.

Relaţia existentă între densitatea de drenaj (D_d) şi a segmentelor de rîu (D_r) este dată de expresia:

$$D_d = 0{,}690\ D_r^{0{,}702}$$

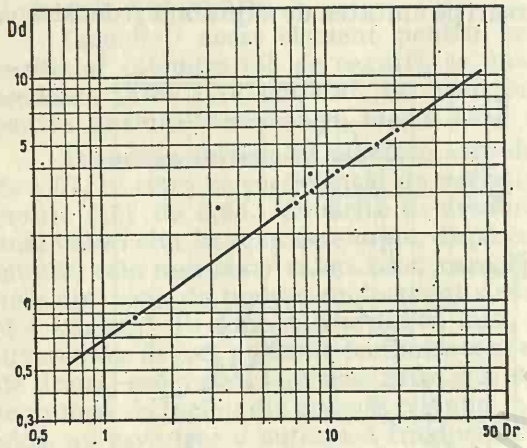


Fig. 44. — Legătura dintre densitatea de drenaj (*Dd*) şi densitatea segmentelor de rîu (*Dr*) pentru bazinele de ordinul 3 analizate.

Există deci o creştere proporţională a valorilor celor două elemente analizate pe formaţiuni litologice. Acest lucru are implicaţii importante asupra fenomenelor de scurgere şi a evoluţiei în timp a unei regiuni. Astfel, un bazin hidrografic care are valori mari ale densităţii de drenaj şi ale frecvenţei rîurilor, dispune de o capacitate sporită de drenare rapidă a apelor scurse din precipitaţii, în comparaţie cu un alt bazin care are valori mai mici ale acestor două elemente.

LUNGIMEA MEDIE A SCURGERII DE PANTĂ

Un parametru important în formarea scurgerii pe versanţi îl constituie şi lungimea medie a scurgerii de pantă. Ea reprezintă distanţa pe care o parcurge apa pe un versant înainte de a se concentra în albii, sau scurgerea în suprafaţă care se desfăşoară pe linia de cea mai mare pantă în funcţie de condiţiile fizico-geografice locale. Se ştie că după o aversă, scurgerea în albii este menţinută o perioadă variabilă de timp în funcţie de mărimea albiei, de acumularea naturală, care poate prelungi scurgerea în timp de la cîteva ore la cîteva zile. Scurgerea de versant este însă de mică durată, dispare la scurt timp după ploaie, apa fiind absorbită de către sol, infiltrată evaporată sau scursă.

Studiul acestui factor, după cum arăta R.E. H o r t o n (1945), este foarte important, deoarece el afectează nu numai regimul hidrologic al reţelei de rîuri, dar şi evoluţia în timp a bazinelor de drenaj.

Lungimea scurgerii de pantă depinde în primul rînd de gradul de fragmentare a reliefului şi deci de densitatea de drenaj. H o r t o n (1945) găseşte că acest parametru (l_0) este aproximativ egal cu jumătatea distanţei dintre albiile de rîu şi deci cu inversul dublului densităţii de drenaj.

$$l_0 = \frac{1}{2\ D_d} \qquad (59)$$

Cunoaştem însă că $D_d = \frac{\Sigma L}{F}$ de unde se poate obţine:

$$l_0 = \frac{F}{2 \Sigma L} \tag{60}$$

Fiind invers proporţională cu dublul densităţii de drenaj, înseamnă că va depinde atît de aceasta, cît şi de unghiul de pantă al versanţilor, Horton propunînd următoarea formulă:

$$l_0 = \frac{1}{2 D_d \sqrt{1 - \left(\frac{S_c}{S_g}\right)^2}} \tag{61}$$

unde S_c reprezintă panta albiilor iar S_g panta medie a terenului.

Apollov (1963) propune pentru determinarea distanţei medii a scurgerii de pantă (l) raportul dintre suprafaţa bazinului (F) şi suma lungimii cursurilor din bazinul respectiv (ΣL).

$$l = \frac{F}{\Sigma L} \tag{62}$$

Acest raort ne dă suprafaţa de bazin aferentă unei unităţi de lungime de albie. Dar este cunoscut că această suprafaţă este repartizată pe ambii versanţi şi deci ar trebui divizată prin 2, sau să considerăm dublul sumei cursurilor după cum corect arăta R. Horton (1945).

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

PARAMETRII CARE INCLUD DIFERENȚE DE NIVEL

Genetic și funcțional cursurile de același ordin au în medie aceleași caracteristici. Faptul este dovedit și de diferențele de nivel existente între punctele extreme ale cursurilor de ordine succesive. Măsurînd diferențele de nivel dintre punctul în care a apărut un curs de un anumit ordin și cel în care s-a unit cu unul de același ordin, vom observa că aceste valori variază între limite destul de apropiate. Acest lucru este evident dacă ținem cont de faptul că toate aceste înălțimi depind pe de o parte de rezistența pe care o opune patul albiei la eroziune, iar pe de alta de evoluția paleogeografică și de cantitatea de apă care se scurge prin arterele respective. Debitele depind la rîndul lor de ordinul de mărime al bazinelor hidrografice, ceea ce înseamnă că cu cît debitul este mai mare cu atît puterea lui de eroziune și transport este mai sporită. Prin aceste două acțiuni, poziția altimetrică a talvegului are încontinuu o tendință de coborîre prin micșorarea diferenței dintre punctele inițial și final al ordinului respectiv.

DIFERENȚELE DE NIVEL DINTRE PUNCTELE EXTREME ALE ARTERELOR HIDROGRAFICE

Suma diferențelor de nivel. Dacă marcăm altitudinea punctelor extreme pentru toate segmentele de rîu dintr-un bazin dat, se poate calcula diferența de nivel pentru fiecare segment în parte. Cumulînd apoi valorile individuale pentru toate cursurile de același ordin și notînd sumele obținute cu H_1 pentru primul ordin, cu H_2 pentru cel de-al doilea ș.a.m.d. se obține un șir de valori. Reprezentarea acestora în coordonate semilogaritmice, în raport cu ordinul de mărime al cursurilor respective, relevă existența unei legături inverse între valoarea termenilor și ordinul de mărime al cursurilor (fig. 45).

Din exemplele analizate se poate desprinde o regulă care ne arată că : *sumele diferențelor de nivel dintre punctele inițial și final al cursurilor de ordine succesive tind să formeze o progresie geometrică descrescătoare, avînd ca prim termen suma diferențelor aferente primului ordin* (H_1), *iar ca rație raportul diferențelor* (R_H).

Metoda de calcul a rației fiind cunoscută, înseamnă că termenul de ordinul s din această progresie se poate determina destul de simplu folosind expresia :

$$H_s = \frac{H_1}{R_H^{s-1}} \qquad (63)$$

Analizînd rația acestei progresii (R_H) pentru un număr mare de bazine în legătură cu raportul de confluență (R_c) precizat de legea numărului de rîuri, se constată că apar mai multe situații.

Astfel, raportul sumei diferențelor de nivel poate să fie mai mare ca raportul de confluență, mai mic sau egal cu acesta. În ultimul caz,

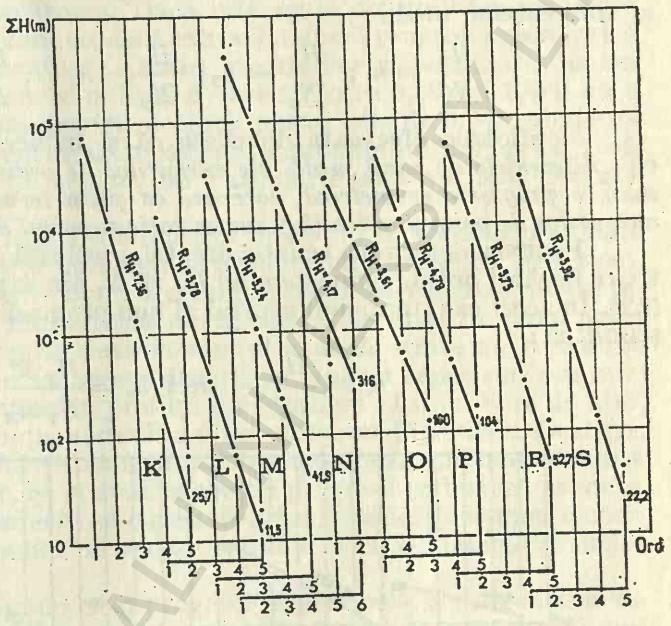


Fig. 45. — Legea sumei diferențelor de nivel ale segmentelor de rîu de ordine succesive pentru bazinele:

K, Vulcana la confluența cu Ialomița; *L*, Tisa la confluența cu Strîmbu; *M*, Pîrîul Sultanului la confluența cu Tisa; *N*, Prahova la confluența cu Doftana; *O*, Mușița la confluența cu Doftana; *P*, Drajna la confluența cu Ogrezeanca; *R*, Mislea la confluența cu Cosmina; *S*, Bucovel la confluența cu Iazu.

dreptele determinate de cele două șiruri de valori vor fi paralele. Punctele determinate prin calcul pentru bazinele de ordinul 6 din cadrul bazinului Ialomița determină o dreaptă de la care se abat de obicei valorile măsurate pentru cursurile de ordine superioare (5 și 6) (fig. 45. K, N, P, R, S). În majoritatea situațiilor, valorile determinate pentru aceste ordine rămîn deasupra dreptei, și-i conferă o formă concavă, după cum remarca și S.A. Schumm (1956) la legea numărului de rîuri.

Atunci cînd valorile ordinelor precizează bine dreapta, înseamnă că există un echilibru între diferențele de nivel ale cursurilor de ordine succesive și cauza care le determină.

Raportul diferențelor de nivel pentru un eșantion de 53 de bazine de ordinul 5 variază între 2,18 și 7,36, avînd o valoare medie de 4,73. Dispersia selecției este de 1,2, abaterea medie pătratică de 1,10, coeficientul de variație de 0,23 și cel de asimetrie de 0,21.

Putem determina suma termenilor (H) ai progresiei pe baza formulei:

$$H = \frac{H_s(1 - R_H^s)}{(1 - R_H)} \qquad (64)$$

Diferențele de nivel medii. Sumele diferențelor de nivel pentru cursurile de ordine succesive tind să formeze o progresie geometrică descrescătoare, a cărei rație se poate determina prin procedeele amintite. Ne interesează, însă, diferențele medii între punctele inițial și final ale cursurilor de diferite ordine dintr-un bazin dat. Ele se pot obține raportînd șirul cu suma diferențelor de nivel la cel al numărului de cursuri luate în calcul. Din raportul acestor două șiruri convergente va rezulta un al treilea șir al diferențelor medii:

$$\frac{H_1}{N_1} = h_1;\ \frac{H_2}{N_2} = h_2;\ \frac{H_3}{N_3} = h_3 \ldots \frac{H_s}{N_s} = h_s$$

Verificările efectuate dovedesc că și în acest caz se poate stabili că: *diferențele de nivel medii ale cursurilor de ordine succesive tind să formeze o progresie geometrică, care are ca prim termen diferența de nivel a cursurilor de primul ordin* (h_1), *iar ca rație raportul diferențelor* (r_h) (fig. 46).

Pentru a determina ecuația dreptei, precizată de punctele corespunzătoare fiecărui ordin, cunoaștem pe H_s și N_s din expresiile (63) și respectiv (12). În acest caz, termenul general al noii progresii se va putea determina știind că:

$$h_s = \frac{H_s}{N_s} \text{ și deci } h_s = \frac{H_1 R_c^{s-1}}{N_1 R_H^{s-1}}$$

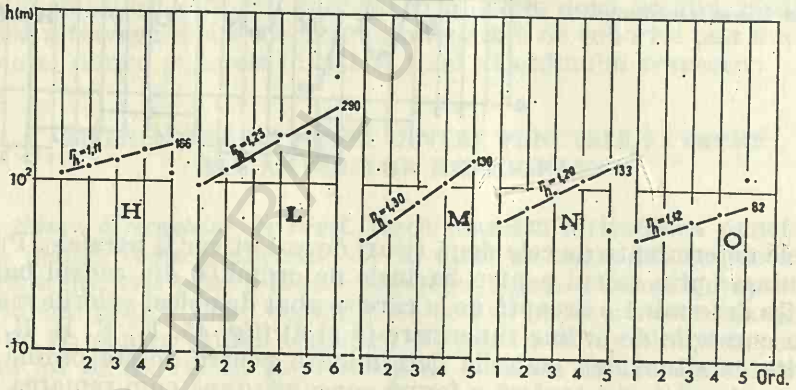


Fig. 46. — Legea diferențelor de nivel medii ale rețelei de rîuri de ordine succesive din bazinele:

H, Doftana la confluența cu Mușița; *L*, Doftana la confluența cu Prahova; *M*, Ogrezeanca la confluența cu Drajna; *N*, Bertea la confluența cu Vărbilău; *O*, Mislea la confluența cu Cosmina.

Cunoscînd deja că raportul $\frac{H_1}{N_1} = h_1$ și notînd $\frac{R_c}{R_H} = r_h$ vom obține pentru termenul general al noii progresii următoarea formulă:

$$h_s = h_1 r_h^{s-1} \qquad (65)$$

Cîtul celor două rapoarte trebuie să încadreze bine dreapta precizată de punctele determinate prin măsurători. Remarcăm faptul că cele două drepte, a sumei diferențelor și a diferențelor medii, sînt întotdeauna

concurente într-un punct. Ecuațiile celor două drepte ne ajută să determinăm coordonatele acestuia și în special valoarea abscisei (x), care reprezintă ordinul exact de mărime a bazinului respectiv și el trebuie să fie același ca și în cazul determinării lui pe baza legilor suprafețelor sau a lungimilor.

Valoarea obținută pentru rația acestei progresii determină și tendința noului șir. Astfel, dacă valoarea ei este supraunitară avem de-a face cu o progresie geometrică crescătoare. Dacă este egală cu unitatea ne găsim în prezența unui șir monoton, iar dacă este subunitară progresia geometrică determinată este descrescătoare. Rația progresiilor determinate pentru eșantionul de 53 de bazine de ordinul 5 variază între 0,569 și 1,690 cu o medie de 1,072. Dispersia pentru aceleași cazuri este de 0,048, abaterea medie pătratică de 0,22, curba de repartiție a probabilităților avînd însă un coeficient de variație $Cv = 0{,}20$, dar o asimetrie pozitivă mai pronunțată ($C_s = 0{,}51$).

Faptul că această lege a diferențelor medii nu se verifică prea bine în toate cazurile analizate se datorește în primul rînd litologiei și structurii, care, prin rezistența pe care o opun la eroziune, modifică valoarea diferențelor de nivel. Sînt foarte multe situațiile în care albia unui rîu trece peste un capăt de strat sau traversează contactul a două strate cu rezistențe foarte diferite la eroziune. În aceste situații pot apărea repezișuri sau mici cascade care modifică panta în profilul longitudinal al unui curs de apă, și în felul acesta, și distribuția normală a diferențelor medii de nivel. Dealtfel, se observă că cu cît gradul de omogenitate litologică este mai mare, cu atît legea se verifică mai bine. Și în analiza acestei progresii trebuie să avem în vedere că realizarea ei perfectă este greu de atins în condițiile unor bazine atît de frămîntate din punct de vedere tectonic și cu o litologie și structură foarte variată.

Evolutiv, se presupune că o progresie crescătoare a diferențelor de nivel medii, cu valori mai mici pentru cursurile de ordine inferioare și mai mari pentru cele superioare, implică, pe lîngă existența unui relief inițial înclinat, și un proces continuu de ramificare a rețelei și de formare a noi talveguri. Odată realizat un anumit echilibru al gradului de ramificare în funcție de condițiile specifice fiecărui bazin, se desfășoară, în timp, o acțiune continuă de adîncire a rețelei, care presupune o micșorare a diferențelor de nivel de la cursurile superioare spre cele inferioare, putîndu-se atinge în această acțiune un moment de egalare a diferențelor de nivel. Acțiunea continuînd în același sens, scăderea diferențelor de nivel pentru cursurile de ordine superioare se face din ce în ce mai lent, iar pentru cele de ordine inferioare se poate ajunge, deci, într-o fază mai înaintată de evoluție, la o progresie geometrică descrescătoare. Această succesiune de faze este valabilă numai în condițiile unei evoluții normale a unui sistem de drenaj, fără implicațiile mișcărilor neotectonice, ale căror efecte pot fi depistate din analiza detaliată a acestei legi.

DIFERENȚELE DE NIVEL ALE BAZINELOR HIDROGRAFICE

Pentru a preciza poziția spațială a unui bazin hidrografic în afara coordonatelor geografice, care dau poziția acestuia pe glob, este necesar să cunoaștem și o serie de puncte sau planuri caracteristice, legate de altitudinea și de înălțimea bazinului. Acest lucru se impune, deoarece ele

determină atît cantitatea de materie şi energie recepţionată pe unitatea de suprafaţă cît şi intensitatea transferului în cadrul bazinului.

Pentru definirea acestor elemente trebuie să avem în vedere că toate procesele şi fenomenele care se desfăşoară pe suprafaţa bazinului sînt legate direct sau indirect de două planuri de referinţă. Este vorba pe de o parte de nivelul mării, iar pe de alta de planul orizontal care trece prin gura de vărsare a rîului, care deşi nu are întodeauna stabilitate, nu are variaţii prea mari, încît poate fi luată ca plan de referinţă.

Raportarea unui punct sau a unui plan al bazinului la nivelul mării îi conferă acestuia o altitudine. În acest sens, pentru orice bazin vom avea următoarele puncte şi planuri caracteristice:

— altitudinea medie ($H_{med.}$) reprezintă distanţa verticală a poziţiei medii a suprafeţei bazinului deasupra nivelului mării (fig. 47);

— altitudinea maximă ($H_{max.}$) este distanţa verticală de la nivelul mării la cel mai ridicat punct de pe suprafaţa bazinului;

— altitudinea minimă ($H_{min.}$) se măsoară tot de la nivelul mării pînă la cel mai coborît punct al bazinului (fig. 47).

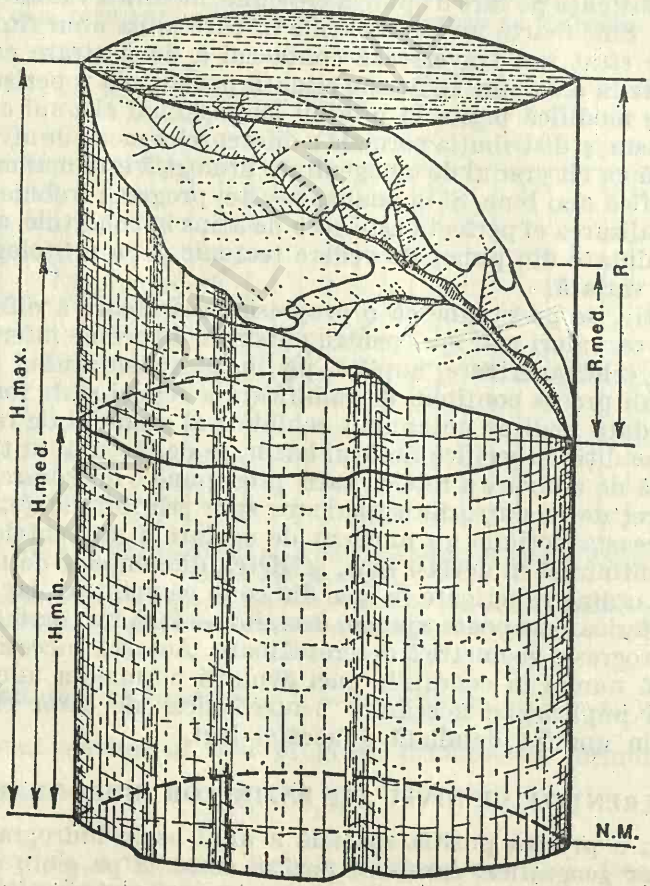


Fig. 47. — Schiţa cu elementele caracteristice ale diferenţelor de nivel pentru un bazin hidrografic.

În cazul în care un punct sau un plan al suprafeței bazinului se raportează la planul orizontal care trece prin cel mai coborît punct al bazinului, avem de-a face cu o *înălțime*. De obicei, cel mai coborît punct al unui bazin este gura de vărsare a acestuia care corespunde cu planul altitudinii minime. Dintre elementele de înălțime ale unui bazin remarcăm:

— înălțimea bazinului (R), denumită și relieful bazinului (S.A. Schumm, 1956), reprezintă diferența de nivel dintre altitudinea maximă și minimă a acestuia (fig. 47).

$$R = H_{max.} - H_{min.} \tag{66}$$

De înălțimea bazinului depind cantitatea de energie potențială a acestuia și procesele care se desfășoară pe suprafața lui. Este adevărat că ceea ce se petrece într-un bazin nu se poate rupe de sistemele hidrografice de ordine inferioare și superioare, dar în cadrul acestora, transferul de masă și de energie se desfășoară la alte scări:

— înălțimea medie a bazinului ($R_{med.}$) reprezintă diferența de nivel dintre altitudinea medie și altitudinea minimă a bazinului

$$R_{med.} = H_{med.} - H_{min.} \tag{67}$$

Din cele relatate se constată că determinarea elementelor de înălțime se poate efectua foarte ușor în cazul în care sînt precizate altitudinile planurilor caracteristice.

Altitudinea medie. Este un element de bază care precizează poziția medie a suprafeței bazinului deasupra nivelului mării. Valoarea ei este un indicator prețios, mai ales în condițiile țării noastre în care zonalitatea verticală este un element de bază al fluxului de materie și de energie implicate în evoluția bazinelor hidrografice.

Altitudinea medie a unui bazin hidrografic se poate calcula ca semisuma altitudinilor extreme (T. Morariu, I. Pișota, I. Buta, 1962).

$$H_{med.} = \frac{H_{max.} - H_{min.}}{2} \tag{68}$$

Această metodă dă rezultate bune, după cum vom vedea, atunci cînd este folosită la bazinele de ordine inferioare care au un relief mai omogen. Pentru mai multă precizie, Cebotarev (1957), T. Morariu și colab. (1962) recomandă următoarea formulă:

$$H_{med.} = \frac{f_1 h_1 + f_2 h_2 \dots f_n h_n}{F} \tag{69}$$

unde $f_1 \dots f_n$ reprezintă suprafețele dintre două curbe de nivel vecine, $h_1 \dots h_n$ — semisuma altitudinii celor două curbe vecine și F — suprafața bazinului.

Formula mai apare și sub forma:

$$H_{med.} = \frac{\sum S_i h_i}{F}$$

unde S_i = suprafața dintre două curbe, h_i = altitudinea medie a acestora.

Pentru a vedea gradul de precizie a celor două formule în diferite condiții, s-a efectuat un studiu comparativ, determinînd altitudinea medie pe cele două căi la un număr foarte mare de bazine de la ordinul 3 la ordinul 6. Din compararea rezultatelor obținute s-au constatat următoarele :

— cu cît ordinul bazinului este mai mare, cu atît eroarea de determinare folosind formula (68) crește. Se poate remarca dealtfel că valorile obținute prin semisuma altitudinii punctelor extreme sînt mai mari decît altitudinile medii calculate cu ajutorul mediei ponderate, prin suprafețele dintre curbe ;

— pentru bazinele de ordinul 5, s-a stabilit o corelație între valorile determinate pe cele două căi, coeficientul de corelație de 0,996, dovedind o bună legătură a acestor mărimi.

Se poate astfel aprecia, pentru acest ordin, altitudinea medie, cunoscînd altitudinile extreme, după formula :

$$H_{med.} = 1{,}08\ H - 137$$

unde H reprezintă semisuma altitudinii punctelor extreme ;

— în cazul bazinelor de ordinul 4 (fig. 48), coeficientul de corelație crește la 0,997. Diferența dintre valorile determinate pe cele 2 căi este și mai mică și deci putem determina altitudinea medie după formula

$$H_{med.} = 1{,}01\ H - 34$$

— corelația întocmită pentru bazinele de ordinul 3 indică o scădere și mai mare a diferențelor dintre valorile determinate pe cele două căi încît, în multe cazuri, ele sînt identice (fig. 49) ;

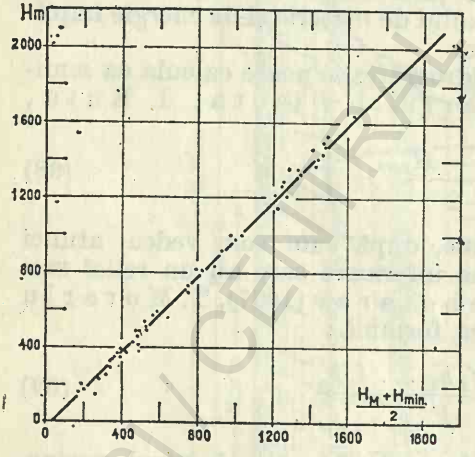


Fig. 48. — Legătura dintre altitudinea medie a bazinelor de ordinul 4 determinată ca semisumă a valorilor extreme și pe baza formulei (69).

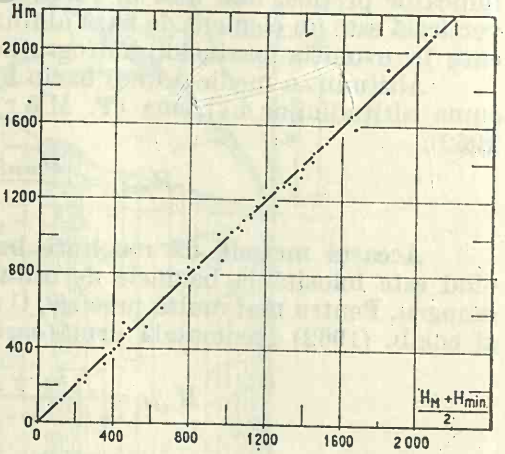


Fig. 49. — Legătura dintre altitudinea medie a bazinelor de ordinul 3, determinată ca semisumă a valorilor extreme și pe baza formulei (69).

— analizînd coeficienții dreptelor determinate pentru ordinele 3—5 se constată că pe măsură ce ordinul bazinului scade, coeficientul a, din ecuația generală $y = ax - b$, se apropie foarte mult de unitate, iar b se apropie de zero pe măsura scăderii ordinului. În aceste condiții este evi-

dent că la ordinele inferioare 1—3, altitudinea medie se poate considera foarte bine ca fiind egală cu semisuma valorilor extreme.

Acest lucru este pe deplin explicabil, dacă avem în vedere faptul că pentru bazinele de ordine inferioare avem de-a face cu o omogenitate a suprafeței bazinului și este puțin probabilă apariția pe suprafețe așa de mici a unor accidente care să ducă la deformarea valorilor obținute. Mai mult, putem spune că bazinele de ordine inferioare au și o mai mare omogenitate litologică și a condițiilor fizico-geografice.

În concluzie, putem deci folosi, pentru a determina altitudinea medie a bazinelor de la ordinul 1 la 3, formula semisumei altitudinilor extreme cu precizie destul de bună, în locul mediei ponderate care necesită un volum mai mare de timp.

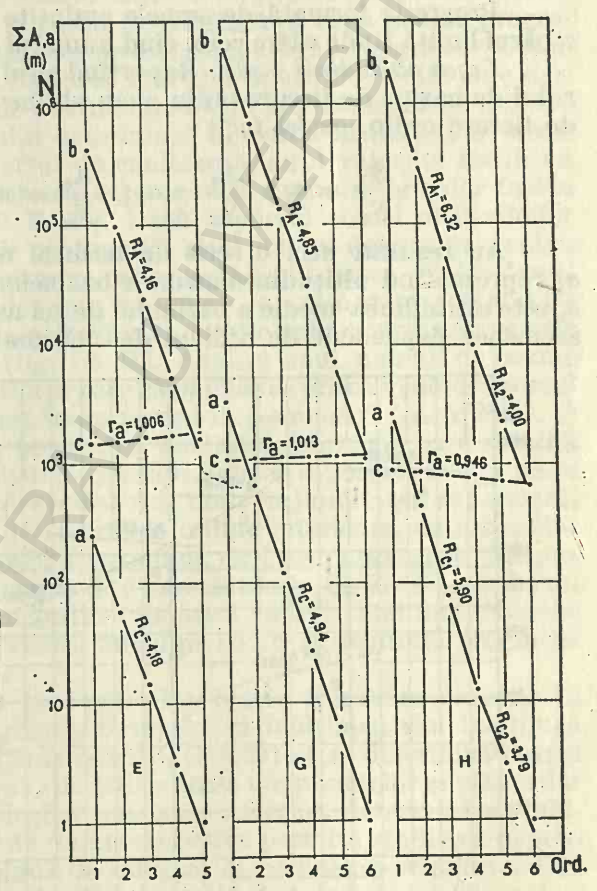


Fig. 50. — Modelul de determinare al altitudinilor medii ale bazinelor de ordine succesive pentru bazinele: *E*, Brătei la confluența cu Ialomița; *G*, Doftana la confluența cu Prahova; *H*, Vărbilău la confluența cu Teleajenul. *a*, Legea numărului de râuri; *b*, legea sumei altitudinilor medii; *c*, legea altitudinilor medii.

Suma altitudinilor. Dacă determinăm altitudinea medie a bazinelor hidrografice și cumulăm valorile pe ordine de mărime, vom obține în final un șir de valori. Notînd cu A_1 suma altitudinilor medii ale bazinelor de primul ordin, cu A_2 suma aferentă celui de al doilea ordin ș.a. m.d. și reprezentînd datele în coordonate semilogaritmice, se observă că acestea depind de ordinul de mărime al bazinelor.

Analiza acestei legături, efectuată pentru un număr suficient de mare de bazine situate în diferite condiţii fizico-geografice (fig. 50 b), dovedeşte că între suma altitudinilor medii şi ordinul de mărime al bazinelor există o legătură inversă.

Ne găsim deci în prezenţa unei reguli care ne arată că : *suma altitudinilor medii ale bazinelor de ordine succesiv crecînde formează o progresie geometrică descrescătoare, care are ca prim termen suma altitudinilor medii ale bazinelor de primul ordin* (A_1), *iar ca raţie raportul acestor altitudini* (R_A)

Şi în acest caz, termenul de rangul s se poate determina din expresia :

$$A_s = \frac{A_1}{R_A^{s-1}} \qquad (70)$$

Progresia formată de sumele amintite reprezintă un şir convergent a cărui limită tinde către zero, cînd numărul termenilor creşte foarte mult.

Legea altitudinii medii. Raportînd şirul acestor valori la cel al numărului de bazine de fiecare ordin, vom obţine altitudinea medie a bazinelor de fiecare ordin, astfel încît:

$$\frac{A_1}{N_1} = a_1\,;\quad \frac{A_2}{N_2} = a_2\,;\quad \frac{A_3}{N_3} = a_3 \ldots \frac{A_s}{N_s} = a_s$$

Au rezultat deci o serie de termeni corespunzători fiecărui ordin, a_1 reprezentînd altitudinea medie a bazinelor de primul ordin, în timp ce a_s este altitudinea medie a bazinului de cel mai înalt rang. Noul şir este de asemenea dependent de ordinul de mărime al bazinelor.

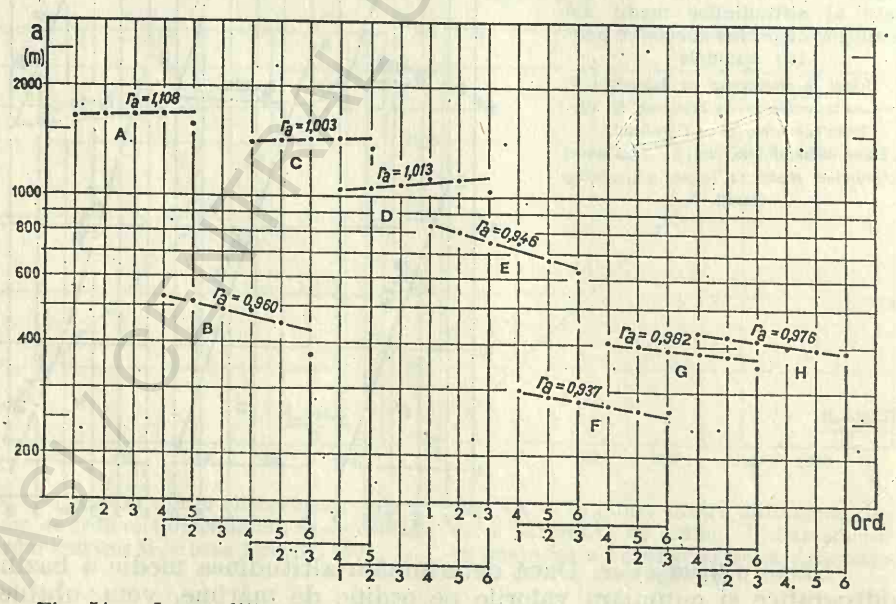


Fig. 51. — Legea altitudinilor medii ale bazinelor de ordine succesive pentru : *A*, Brătei la confluenţa cu Ialomiţa; *B*. Cricovu Dulce la confluenţa cu Ialomiţa; *C*, Azuga la confluenţa cu Prahova; *D*, Doftana la confluenţa cu Prahova; *E*, Vărbilău la confluenţa cu Teleajenul; *F*, Bucove la confluenţa cu Lopatna; *G*, Cricovu Sărat la confluenţa cu Lopatna; *H*, Lopatna la confluenţa cu Sărăţelul.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Reprezentarea valorilor în coordonate semilogaritmice precizează o legitate după care : *altitudinile medii ale bazinelor de ordine succesive tind să formeze o progresie geometrică al cărei prim termen este dat de altitudinea medie bazinelor de primul ordin* (a_1) *iar rația* (r_a) *de raportul acestor altitudini* (fig. 51).

Termenul general al șirului obținut se va putea determina pe baza formulei :

$$a_s = a_1 r_a^{s-1} \tag{71}$$

în care r_a este dată de raportul R_c/R_A.

Verificarea acestor legi se face pe baza modelului altitudinilor medii (fig. 50), care se poate întocmi pentru orice bazin luat în studiu. În cadrul acestui model, o semnificație foarte mare o au rațiile progresiilor determinate pentru fiecare legitate în parte. Se constată că rația pentru progresia determinată de suma altitudinilor medii este foarte apropiată ca valoare de raportul de confluență. Se întîlnesc însă trei cazuri deosebite care dau și tendința dreptei precizată de altitudinile medii ale bazinelor de diferite ordine. Astfel, cînd rația șirului determinat de suma altitudinilor medii (R_A) este mai mică decît raportul de confluență, șirul valorilor medii va urma o progresie geometrică crescătoare cu rația supraunitară, dar foarte apropiată de unitate (fig. 50 E, G). Dacă raportul sumei altitudinilor medii este egal cu raportul de confluență, cîtul lor va determina pentru altitudinile medii un șir monoton cu rația egală cu unitatea. Și, în sfîrșit, cînd raportul sumei altitudinilor este mai mare ca valoarea raportului de confluență, vom avea un șir descrescător cu o rație subunitară, dar valoric foarte apropiată de unitate (fig. 50 H). Analiza unui număr de bazine caracteristice pentru aceste situații pare să implice la prima vedere raportul de formă al bazinului, dar acest lucru numai într-o măsură foarte mică. O importanță mai mare pentru precizarea tendinței dreptelor pare să aibă forma curbei hipsografice cu distribuția suprafețelor raportate la axa mare a bazinului. Astfel, un bazin dezvoltat mai mult în jumătatea superioară, va avea un număr mai mare de bazine de ordine inferioare, cu altitudini medii superioare altitudinii medii a bazinului, deci este normal ca dreapta determinată să precizeze o progresie descrescătoare. Și invers, un bazin cu o suprafață mai mare în jumătatea inferioară va avea mai multe bazine cu altitudini medii inferioare valorii medii pe bazin și tendința progresiei va fi desigur crescătoare.

Înălțimea bazinului. În practică, sînt foarte frecvente cazurile în care nu ne interesează altitudinea bazinului ci înălțimea sau înălțimea medie a acestuia. Pentru astfel de situații, elementele se determină destul de ușor dacă sînt cunoscute valorile altitudinale ale punctelor și planurilor caracteristice. Ca și în cazul legilor analizate anterior, determinarea înălțimilor pentru toate bazinele de ordine succesive permite studierea dependenței acestor valori de ordinul de mărime al bazinelor măsurate. Din însumarea înălțimii bazinelor de fiecare ordin, rezultă un șir de valori care determină o progresie geometrică descrescătoare (fig. 52 b). Folosind același tip de formulă, specifică acestei progresii, se poate calcula valoarea termenului general și de aici a oricărui alt termen al șirului, inclusiv suma lor, cunoscînd valoarea primului termen (R_1) și rația progresiei (R_R) (fig. 52 b). Din raportarea acestui șir de valori la cel al numărului bazinelor de ordine succesive se obține cîte o valoare medie pentru fiecare ordin (fig.

52 c). Reprezentarea lor în coordonate semilogaritmice precizează o progresie geometrică crescătoare pentru care de asemenea se poate calcula termenul general, cunoscîndu-l pe primul şi raţia (r_r).

După principiul modelelor anterioare se poate ajunge la obţinerea sumei înălţimilor medii ale bazinelor de ordine succesive care dau o progresie geometrică descrescătoare cu raţia notată (R_M) (fig. 52d). Determinarea valorilor medii ale acestui şir scoate în evidenţă tot o progresie geometrică crescătoare al cărei prim termen este media înălţimii medii a bazinelor de primul ordin, raţia (r_m) avînd valori supraunitare (fig. 52 e).

Ceea ce este de remarcat, în cazul modelului de determinare a înălţimilor şi a înălţimilor medii, este faptul că progresiile determinate se verifică foarte bine, numărul cazurilor care se abat de la legitate fiind destul de mic (fig. 52).

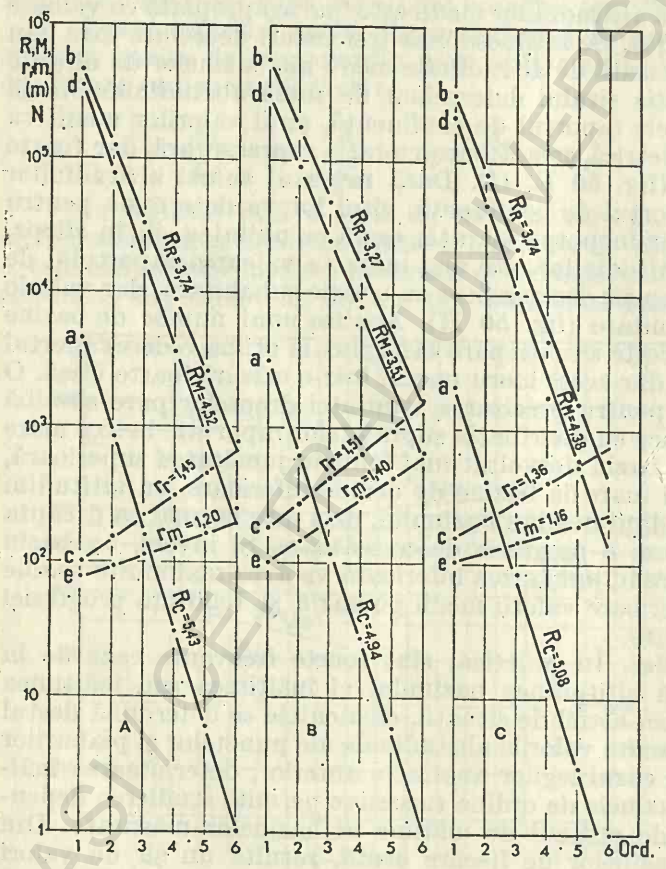


Fig. 52. — Modelul de determinare a valorilor medii pe bazine de ordine succesive pentru parametrii de înălţime şi înălţime medie la bazinele:

A, Cricovu Dulce la confluenţa cu Ialomiţa; *B*, Doftana la confluenţa cu Prahova; *C*, Cricovu Sărat la confluenţa cu Lopatna.

a, Progresia numărului de bazine; *b*, înălţimile însumate; *c*, valorile medii ale înălţimilor; *d*, sumele înălţimilor medii; *e*, media înălţimilor medii.

BCU IAŞI / CENTRUL UNIVERSITAR LIBRARY

PARAMETRII REZULTAȚI DIN DIFERENȚE DE NIVEL ȘI LUNGIMI SAU SUPRAFEȚE

PANTA ALBIILOR DE RÎU

Rolul pantei pentru procesele de modelare. În acțiunea de modelare a reliefului de către agenții externi, panta este un element esențial. Procesele de solifluxiune, deplasările în masă, intensitatea scurgerii de pantă, intensitatea eroziunii solurilor, spălarea în suprafață, acțiunea de eroziune și transport în albii etc. sînt numai o mică parte dintre procesele în a căror intensitate este implicat unghiul de pantă.

Astfel, asupra unui corp P, situat la mijlocul unei pante, acționează în primul rînd forța de gravitație F_g, care trage corpul în jos cu o forță egală cu produsul dintre masa acestuia (m) și accelerația gravitației (g); $F_g = mg$ (fig. 53). Conform legilor fizicii, această forță poate fi descompusă în două componente : forța F_s care, acționînd paralel cu suprafața pantei, tinde să deplaseze corpul de-a lungul acesteia ; forța F_n normală pe pantă, care tinde să împiedice această deplasare (fig. 53). Analizînd relațiile dintre unghiurile formate, constatăm că unghiul β al suprafeței terenului este egal cu unghiul Φ (A. N. Strahler, 1956), de unde :

$$\sin \Phi = \frac{F_s}{F_g} \text{ și } F_s = F_g \sin \Phi = F_g \sin \beta$$

dar $F_g = mg$ și atunci $F_s = mg \sin \beta$. Apare deci evident că sinusul unghiului de pantă reprezintă o parte a forței de gravitație care tinde să producă deplasarea corpurilor sau a particulelor pe pantă. În aceste condiții, întocmirea unor hărți care să dea repartiția spațială a sinusului unghiului de pantă ar fi de mare utilitate pentru dinamica proceselor de versant. S-ar putea astfel preciza care sînt pantele pe care este posibil să se producă alunecări sau curgerea solului, atunci cînd se atinge o anumită densitate a masei de sol în funcție de gradul de umiditate al acestuia. Rolul pantei este și mai evident în procesele fluviatile. Formarea și transmiterea undelor de viitură, potențialul hidroenergetic al cursurilor de apă etc. nu se pot aborda fără o prealabilă cunoaștere a acestui factor de care depinde în

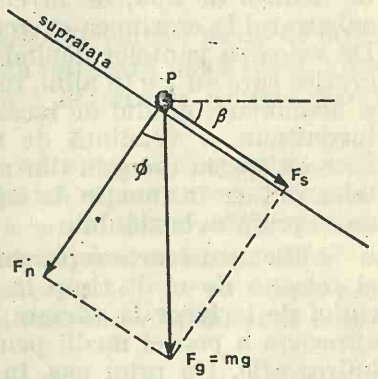


Fig. 53. — Schița forțelor care acționează asupra unui corp în pantă (după A. N. Strahler).

F_g, forța de gravitație; F_s, forța paralelă cu suprafața terenului; F_n, forța normală pe pantă; β, unghiul suprafeței terenului.

primul rînd scurgerea. Formarea şi evoluţia albiilor de rîu ca şi procesele de eroziune şi transport prin albii sînt de asemenea dependente de panta rîului.

Estimarea pantei. Prin pantă înţelegem, în general, înclinarea unui plan oarecare sau a unei linii de profil faţă de orizontală. Pentru determinarea unghiului de pantă se folosesc diferite metode, în funcţie de cerinţe. Astfel, pe teren unghiul de pantă al unui versant se determină cu ajutorul clinometrului sau cu teodolitul. Pe o hartă, panta se apreciază în funcţie de curbele de nivel existente.

Ştiind că panta este un parametru adimensional şi reprezintă tangenta unui unghi α, se calculează printr-un simplu raport efectuat între diferenţa de nivel dintre două puncte (ΔH) şi lungimea distanţei orizontale dintre ele (L).

deci
$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\Delta H}{L} \tag{72}$$

Pentru panta medie a unui sector de rîu se determină cotele punctelor extreme şi apoi se efectuează raportul diferenţei de nivel a celor două puncte ($\Delta H = H_2 - H_1$) cu lungimea dintre ele (L) pe axul rîului (T. Morariu, I. Pişota, I. Buta, 1962).

Calcularea pantei versanţilor pe hărţi la o anumită scară se face mai uşor, folosind un diapazon care dă direct valorile unghiului de pantă cunoscînd echidistanţa dintre curbele de nivel.

Panta medie a cursurilor de diferite ordine. Dintre toate elementele morfometrice ale unei reţele de albii, panta este un element foarte dinamic, care se adaptează repede la condiţiile fizico-geografice locale în funcţie de debitul de apă, de nivelul de bază şi de rezistenţa pe care o opune substratul la eroziunea exercitată de volumul de apă al cursului respectiv. De valoarea pantelor depind în cea mai mare parte procesele morfohidrografice care au loc în albii, intensitatea fenomenelor de eroziune, transport şi acumulare, gradul de încărcare al cursului cu aluviuni, manifestîndu-se încontinuu o tendinţă de realizare a unei stări de echilibru dinamic. Într-un spaţiu omogen din punct de vedere litologic, dimensionarea pantelor se face în funcţie de debitul de apă, iar la rîndul lui acesta depinde de suprafaţa bazinului.

Element foarte reprezentativ al unui curs de apă, panta a fost definită şi folosită de mult timp în scopuri practice, avîndu-se în vedere panta rîului de la izvor la vărsare, sau pe un sector dat, fără a exista studii de apreciere a pantei medii pentru întreaga reţea de cursuri dintr-un bazin hidrografic. Un prim pas, în acest sens, a fost făcut încă din 1945, cînd R. E. Horton a schiţat legea pantelor medii ale cursurilor de ordine succesive. Problema a fost apoi reluată de A. N. Strahler (1952 b), S. A. Schumm (1956), J. T. Hack (1957) ş.a., care au folosit această lege verificînd-o în foarte multe cazuri.

J. T. Hack, de exemplu, a stabilit o ecuaţie prin care panta albiei este direct proporţională cu puterea 0,6 a raportului dintre mărimea particulelor şi suprafaţa de drenaj. Deci pantele cursurilor de apă depind de suprafaţa bazinului în sensul că, cu cît suprafaţa acestuia este mai mare, cu atît panta va avea valori mai mici.

Pentru a cunoaște valorile pantelor existente la cursurile de ordine succesive, vom folosi legea lungimilor medii și a diferențelor medii de nivel ale cursurilor de ordine succesiv crescînde.

Definirea pantei ca raportul dintre diferența de nivel a punctelor inițial și final, a unui sector de rîu și lungimea acestuia, o vom aplica și în

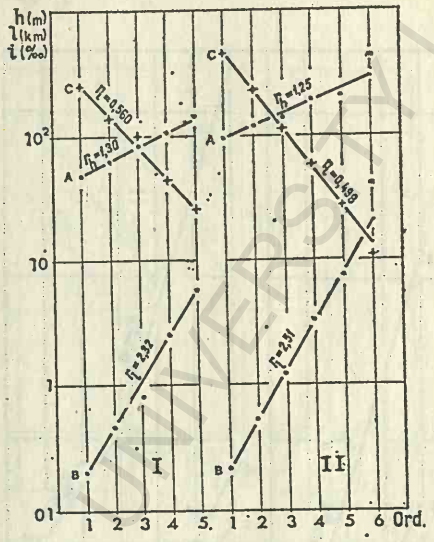


Fig. 54. — Determinarea pantelor medii ale cursurilor de ordine succesive pentru bazinele *I*, Ogrezeanca amunte Doftana; *II*, Doftana la confluența cu Prahova, folosind: *A*, Legea diferențelor medii de nivel; *B*, legea lungimilor medii; *C*, legea pantelor medii.

cazul unui bazin hidrografic. Cunoscînd că legea diferențelor medii de nivel și legea lungimilor medii aferente fiecărui ordin formează două șiruri, vom face raportul valorilor corespondente pentru a determina pantele medii aferente fiecărui ordin (fig. 54).

Valorile obținute, reprezentate în coordonate semilogaritmice în raport cu ordinul cursurilor, scot în evidență un raport invers între cele două variabile. Aceasta dovedește că: *pantele medii ale cursurilor de diferite ordine tind să formeze o progresie geometrică descrescătoare, avînd ca prim termen panta medie a cursurilor de primul ordin* (i_1), *iar ca rație raportul acestor pante* (r_i), *sau cîtul dintre raportul înălțimilor medii și al lungimilor medii.*

În acest caz, termenul general al progresiei amintite va fi dat de formula:

$$i_s = i_1 r_i^{s-1} \tag{73}$$

Din legile cunoscute anterior, vom putea însă ajunge la această formulă pe o cale mult mai rapidă. Pentru aceasta cunoaștem că termenul general pentru diferențele medii de nivel este dat de formula (65), iar pentru lungimi de formula (33).

Făcînd acum raportul celor două mărimi şi cunoscînd că

$$\frac{h_1}{l_1} = i_1 \text{ şi } \frac{r_h}{r_l} = r_i$$

vom obţine :

$$i_s = \frac{h_s}{l_s} = \frac{h_1 r_h^{s-1}}{l_1 r_l^{s-1}} = i_1 r_i^{s-1}$$

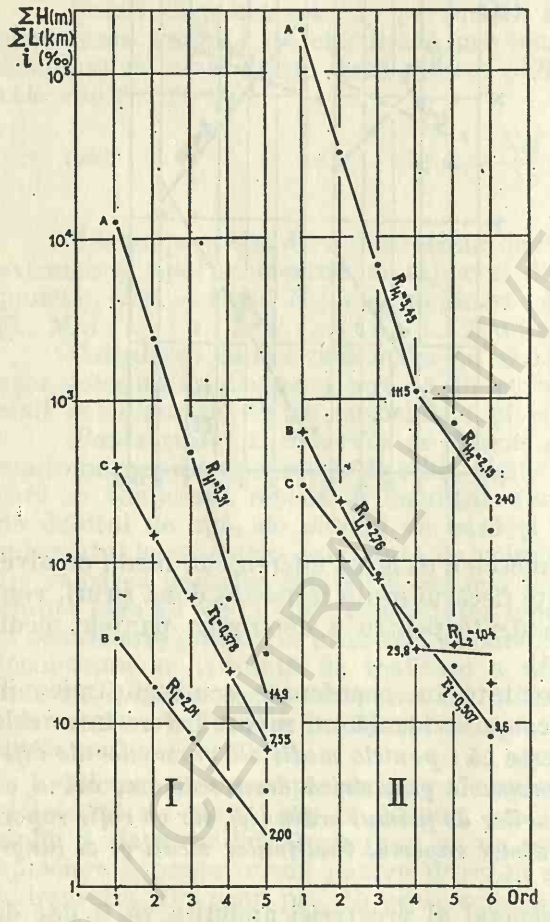


Fig. 55. — Determinarea pantelor medii ale bazinelor de ordine succesive (*C*), folosind sumele diferenţelor de nivel (*A*) şi ale lungimilor (*B*) pentru bazinele : *I*, Pîrîul Ursei la confluenţa cu Cricovu Dulce; *II*, Vărbilău la confluenţa cu Teleajenul.

La acelaşi rezultat se ajunge şi pornind de la legea sumei lungimilor şi a diferenţelor de nivel date de formulele (28) şi respectiv (63) (I. Zăvoianu, 1974) (fig. 55).

Analizînd această lege în cadrul bazinelor de diferite ordine, constatăm că în general se verifică foarte bine în comparaţie cu alte legi analizate anterior. Acest lucru dovedeşte că pantele reţelei de drenaj tind mai repede spre o stare de echilibru impusă de debitul de apă şi de condiţiile fizico-geografice ale bazinului respectiv. Ele tind spre o stare de echilibru impusă de transferul de masă şi de energie prin bazin, în raport cu condiţiile specifice ale acestuia.

Dacă urmărim legătura dintre valorile medii ale pantelor aferente cursurilor de ordine succesive din bazinele de ordinul 5 şi 6 (fig. 56), se constată că panta dreptelor determinate variază de la un bazin la altul în funcţie de condiţiile fizico-geografice. Deosebim astfel bazine care se dezvoltă atît în zona carpatică cît şi în cea subcarpatică şi de cîmpie, cum este cazul bazinului Ialomiţa amunte confluenţa cu Cricovu Dulce (fig. 56 N). Abaterea care se constată la panta cursurilor de ordinul 4 din cadrul acestui bazin se datoreşte faptului că rîurile din zona montană au pante de 4—5 ori mai mari ca cele din zona subcarpatică şi de cîmpie. Există apoi cazuri cînd anumite cursuri prezintă rupturi de pantă datorită rocilor cu

rezistențe foarte diferite la eroziune sau datorită structurii și tectonicii. Raportul pantelor (r_i), pentru bazinele de ordinul 5, variază între 0,289 și 0,693, avînd valoarea medie de 0,458. Un raport mic al pantelor presupune o înclinare mare a dreptei care leagă pantele medii ale cursurilor de ordine succesive și invers, cu cît valoarea este mai apropiată de unitate, cu atît dreapta este mai puțin înclinată. Deci o valoare mică a acestui raport presupune diferențe mari între valorile pantelor de ordine succesive și invers.

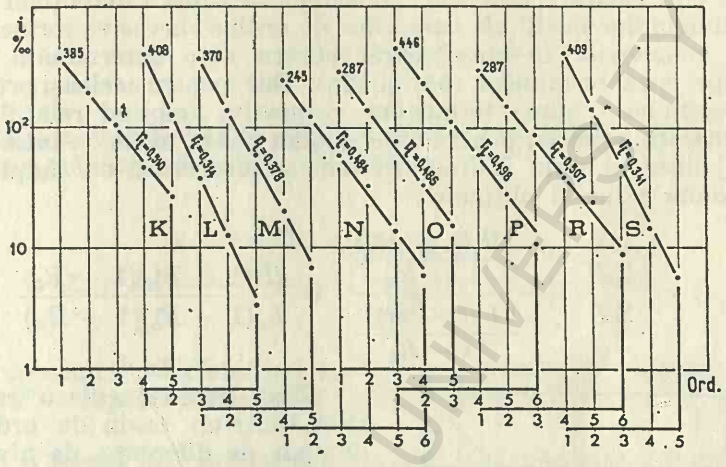


Fig. 56. — Legea pantelor medii ale cursurilor de ordine succesiv crescînde pentru bazinele:
K, Ialomicioara vestică la confluența cu Ialomița; *L*, Strîmbu la confluența cu Tisa; *M*, Ursei la confluența cu Cricovu Dulce; *N*, Ialomița la confluența cu Cricovu Dulce; *O*, Purcaru la confluența cu Doftana; *P*, Doftana la confluența cu Prahova; *R*, Vărbilău la confluența cu Teleajenul; *S*, Cosmina la confluența cu Mislea.

Diferențele mari între pantele cursurilor de ordine succesive presupun o intensă acțiune de eroziune care se desfășoară în cadrul acestor bazine pentru reducerea diferențelor între pantele cursurilor de ordine succesive și realizarea unui echilibru între acestea.

Panta medie a rețelei de drenaj dintr-un bazin hidrografic dat. Am văzut că determinarea pantei medii a unui sector de rîu, sau a unui curs de la izvor la un punct dat nu prezintă dificultăți cînd se cunoaște diferența de nivel și lungimea traseului. Dealtfel, cea mai mare parte a lucrărilor, care iau în considerație ecest element, apelează întotdeauna la panta rîului principal ca o rezultantă a proceselor care au loc în bazinul respectiv. Sînt însă o serie întreagă de cazuri cînd panta medie a cursului principal diferă substanțial de panta celorlalte artere din bazin. Cauzele pot fi multiple. Pentru a lămuri acest lucru se impune o analiză a evoluției paleogeografice a regiunii pe fondul unei anumite structuri geologice și în funcție de tectonica care a afectat regiunea. Trebuie să avem apoi în vedere forma și suprafața bazinului și, legat de aceasta din urmă, debitele de apă scurse.

Din situațiile analizate se pare însă că panta talvegurilor unui bazin hidrografic atrage după sine o anumită pantă a suprafeței bazinului.

Între aceste două elemente există încontinuu tendința de a se realiza un echilibru în funcție de factorii fizico-geografici și în primul rînd de coeficientul rezistenței geologice.

Pentru a urmări dacă există o relație între panta medie a unui bazin hidrografic și panta medie a rețelei care îl drenează, este necesar să găsim modalitatea de a determina panta medie a întregii rețele de drenaj din bazinul dat. Acest lucru se poate realiza ușor în condițiile noului sistem de clasificare a rețelei hidrografice, pornind tot de la principiul de bază al determinării pantelor și folosind diferența de nivel și lungimea cursurilor.

Din cele relatate anterior cunoaștem că suma diferențelor de nivel și suma lungimilor medii ale cursurilor de ordine succesive formează două progresii geometrice descrescătoare, pentru care determinăm termenii generali pe baza formulelor (63) și (28). Dar pentru aceleași progresii se poate determina și suma termenilor respectivi folosind relațiile (64) și (30). În această situație, pentru a determina panta medie a întregii rețele de drenaj dintr-un bazin hidrografic dat, se efectuează un simplu raport al celor două sume și obținem:

$$\bar{i}_r = \frac{\Sigma H}{\Sigma L} = \frac{\dfrac{H_s(1 - R_H^s)}{1 - R_H}}{\dfrac{L_s(1 - R_L^s)}{1 - R_L}} = \frac{H_s(1 - R_H^s)(1 - R_L)}{L_s(1 - R_L^s)(1 - R_H)} \qquad (74)$$

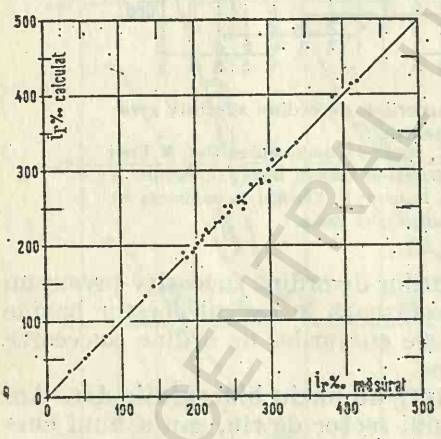


Fig. 57. — Legătura dintre panta medie a rețelei de rîuri obținută prin calcul și prin măsurători directe.

Deci panta medie a rețelei de rîuri dintr-un bazin de ordinul (s) depinde de diferența de nivel (H_s), de lungimea cursului principal (L_s) și de raportul diferențelor de nivel (R_H) și al lungimilor totale (R_L) din bazinul respectiv. Or, cum aceste mărimi le cunoaștem deja din progresiile anterioare, aplicarea acestei formule nu mai constituie o problemă.

Pentru a verifica dacă valorile determinate pe baza formulei (74) aproximează suficient de bine panta medie a rețelei de rîuri, s-a efectuat pentru bazinele de ordinul 5 din cadrul sistemului Ialomița calculul acestui parametru și pe baza măsurătorilor directe. Legătura dintre valorile determinate pe cele două căi este bună (fig. 57) ceea ce dovedește că formula (74) se poate folosi pentru determinarea pantei medii a rețelei de drenaj dintr-un sistem hidrografic dat.

PANTA BAZINELOR HIDROGRAFICE

Suprafața unui bazin reprezintă spațiul geografic în cadrul căruia se desfășoară toate procesele și fenomenele care privesc schimbul și transferul de masă și de energie cu mediul înconjurător. Din punct de vedere

altitudinal, poziția ei este precizată de cîteva puncte caracteristice, dar în afară de acestea, un rol important îl are și gradul de înclinare al suprafeței.

Panta suprafeței bazinului a preocupat pe specialiști încă de la sfîrșitul secolului trecut. Astfel, în 1890, S. Finsterwalder și K. Peucker (citați de H. Baulig, 1959) au propus independent o formulă pentru determinarea pantei medii a bazinului. În această formulă intervine echidistanța curbelor de nivel (h), lungimea medie a 2 izohipse (l) și aria (F) închisă de acestea. Deci panta medie dintre 2 izohipse este :

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{hl}{F}$$

Pentru a calcula panta medie a unui bazin hidrografic dat se procedează asemănător folosind formula :

$$I_{med.} = \frac{h\left(\frac{l_0 + l_n}{2} + l_1 + l_2 + \ldots l_{n-1} + l_n\right)}{F} \qquad (75)$$

unde h reprezintă echidistanța; l_0, l_1, ... l_n, lungimea curbelor de nivel folosite și F = suprafața bazinului (T. Morariu, I. Pișota, I. Buta, 1962).

Sub o formă mai prescurtată această expresie este folosită în mod curent în literatura de specialitate (I. Roșca, 1959; C. Diaconu, 1965).

$$I_{med.} = \frac{\Delta H \Sigma L}{F}$$

unde ΔH reprezintă echidistanța, iar ΣL lungimea izohipselor în kilometri.

Pentru bazinele de ordine inferioare, care au un relief oarecum omogen, panta bazinului (I_b) s-ar putea calcula și ca un raport între înălțimea și lungimea medie a bazinului (L), astfel încît :

$$I_b = \frac{H_{max.} - H_{min.}}{L} \qquad (76)$$

Dacă determinăm panta medie a suprafeței bazinelor hidrografice de ordine succesive și facem apoi o însumare a valorilor obținute pentru fiecare ordin în parte, vom obține un șir de valori. Notînd cu I_1 suma pantelor bazinelor de primul ordin, cu I_2 suma aferentă ordinului 2 ș.a.m.d., pînă la panta medie a bazinului de cel mai înalt rang, vom constata că pe măsură ce ordinul de mărime al bazinelor crește, sumele scad. Din reprezentarea în coordonate semilogaritmice în funcție de ordin, se remarcă existența unei reguli de variație a valorilor obținute, care ne dovedește că

suma pantelor medii ale bazinelor de ordine succesive tinde să formeze o progresie geometrică descrescătoare, care are ca prim termen suma pantelor medii ale bazinelor de ordinul 1 (I_1), *iar ca raţie raportul acestor pante* (R_I). Legătura a fost testată într-un număr mare de cazuri şi s-a dovedit a fi destul de clar exprimată grafic (fig. 58 b).

La bazinele care se dezvoltă în două unităţi de relief, sumele valorilor acestui parametru determină două progresii cu raţii diferite, în timp ce valorile medii pot să nu scoată în evidenţă o astfel de modificare (fig. 58B). De aici rezultă şi necesitatea de a urmări în paralel şi modul cum

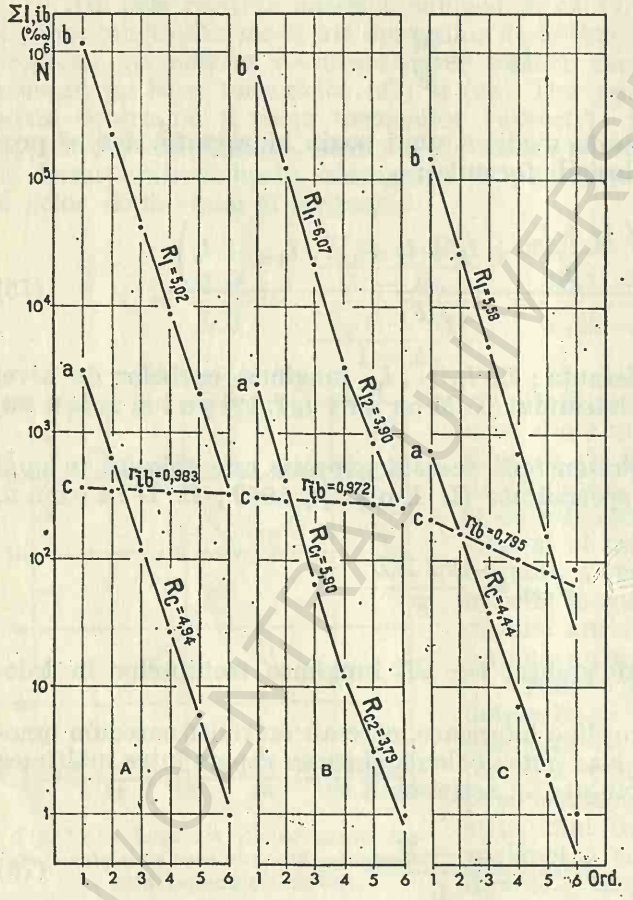


Fig. 58. — Modelul de determinare a pantelor medii ale bazinelor de ordine succesive pentru bazinele : *A*, Doftana la confluenţa cu Prahova; *B*, Vărbilău la confluenţa cu Teleajenul; *C*, Bucovel la confluenţa cu Teleajenul. *a*, Legea numărului de râuri; *b*, legea sumei pantelor medii; *c*, legea mediilor pantelor medii ale bazinelor de ordine succesive.

variază sumele valorilor pentru fiecare ordin în parte, acestea fiind, se pare, foarte importante din punct de vedere geomorfologic. Termenul general al acestei progresii este :

$$I_s = \frac{I_1}{R_I^{s-1}} \qquad (77)$$

Efectuînd acum raportul dintre valorile corespunzătoare sumei pantelor şi numărul de bazine luate în calcul pentru un anumit ordin, vom obţine o pantă medie a tuturor bazinelor de ordinul respectiv.

Repetarea operației pentru fiecare ordin în parte duce la obținerea unui șir de date ale cărui valori sînt în strînsă legătură cu ordinul de mărime al bazinelor.

Acest lucru poate fi exprimat sub forma unei reguli conform căreia *mediile pantei bazinelor de ordine succesiv crescînde tind să formeze o progresie geometrică al cărei prim termen este dat de media pantei bazinelor de primul ordin* (i_{b1}), *iar rația de raportul pantelor* (r_{ib}).

Rația noului șir se obține din raportul rațiilor pentru șirurile luate în considerație, încît $r_{ib} = R_c/R_I$. Termenul general se obține prin formula:

$$i_{bs} = i_{b1} r_{ib}^{s-1} \tag{78}$$

Analizînd valorile determinate pentru un număr mare de bazine din sistemul hidrografic Ialomița, situate în condiții geografice diferite, se constată că cele mai mari valori ale pantelor le au bazinele din zona montană, urmate de cele din zona subcarpatică și de cîmpie. În cazul în care un bazin este dezvoltat în aceeași unitate de relief, se remarcă un raport al pantelor medii mai apropiat de unitate și deci o diferență mică între pantele medii ale bazinelor de ordine succesive (fig. 59B, C). Atunci cînd

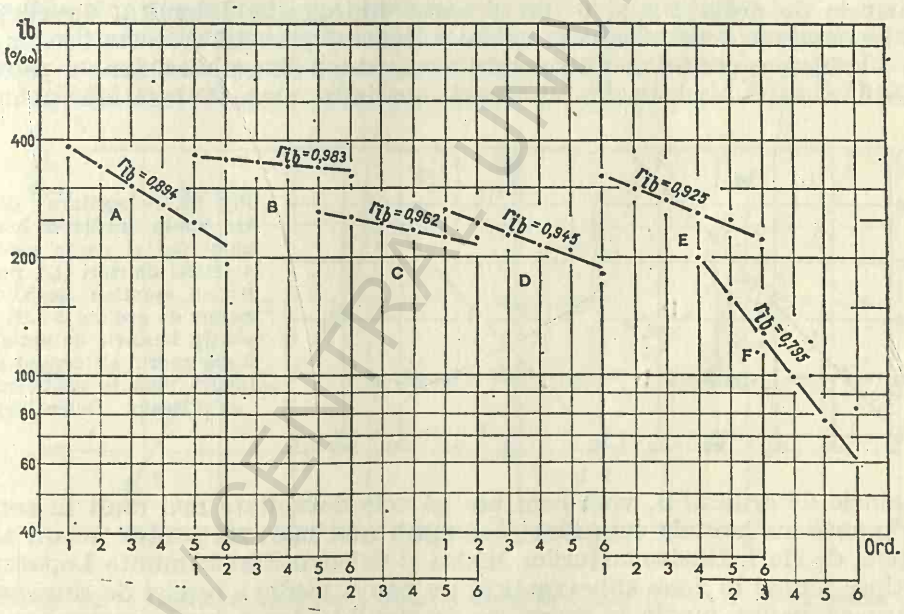


Fig. 59. — Legea valorilor medii ale pantei bazinelor de ordine succesive pentru: *A*, Ialomița la confluența cu Cricovu Dulce; *B*, Doftana la confluența cu Prahova; *C*, Drajna la confluența cu Teleajenul; *D*, Mislea la confluența cu Teleajenul; *E*, Cricovu Sărat la confluența cu Lopatna; *F*, Bucovel la confluența cu Teleajenul.

un bazin se dezvoltă atît în zona de munte, cît și în cea subcarpatică sau de cîmpie, cum este cazul bazinului Ialomița în amunte de confluența cu Cricovu Dulce, sau la contactul dintre Subcarpați și cîmpie (Bucovelul), rația progresiei are valori mici și implicit o diferență mare între pantele medii ale bazinelor de ordine succesiv crescînde (fig. 59).

Legătura dintre panta medie a suprafeței bazinului și a rețelei de rîuri. Dacă pe o suprafață, de obicei înclinată, apare un talveg elementar, panta acestuia va evolua în funcție de rocă și de debitul de apă pe care-l colectează. Talvegul reprezintă linia pe care agentul de modelare (apa) acționează cu cea mai mare intensitate pentru a-i micșora diferența de nivel între punctele inițial și final. Paralel însă cu tendința de reducere a pantei talvegului, procesele de versant coboară de pe pante noi materiale. Scoaterea lor din bazin se produce destul de repede în funcție de durata și intensitatea scurgerii. Procesele fiind în continuă evoluție, înseamnă că o serie de modificări în panta talvegului au repercusiuni și asupra proceselor care se produc pe suprafața versanților aferenți. Răspunsul suprafeței bazinului este însă mai lent, și la cursurile de ordine superioare depinde de întreg ansamblul factorilor fizico-geografici. Ceea ce este însă evident, este faptul că panta suprafeței bazinului tinde să ajungă la un echilibru în raport cu panta medie a rețelei de rîuri care o drenează. Aceasta depinde însă foarte mult de gradul de omogenitate al bazinului, de stadiul de evoluție al acestuia, de rocile care alcătuiesc suprafața respectivă etc.

Corelația întocmită între panta medie a suprafeței bazinului și panta medie a rețelei de rîuri din bazinul respectiv, întocmită pentru bazinele de ordinul 5 și 6 din sistemul hidrografic Ialomița, dovedește că între aceste două elemente există o legătură directă. Aceasta înseamnă că o scădere a pantei medii a rețelei atrage după sine și o scădere a pantei medii a suprafeței bazinului. Dacă analizăm această legătură pentru

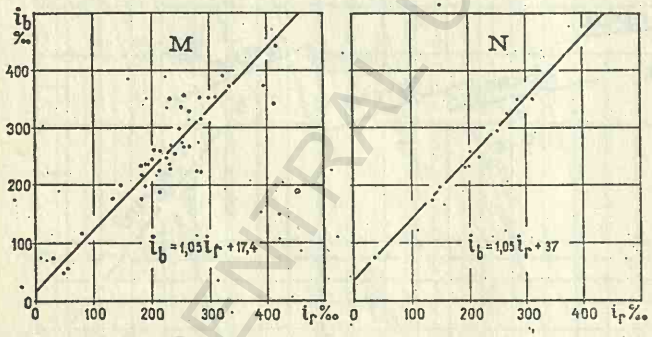


Fig. 60. — Legătura dintre panta medie a bazinului (i_b) și panta medie a rețelei de rîuri (i_r), pentru un eșantion de 53 de bazine de ordinul 5 (*M*) și pentru bazinele de ordinul 5 din cadrul sistemului Ialomița pînă la confluența cu Cricovu Dulce (*N*).

bazinele de ordinul 6, vom constata că cele dezvoltate mai mult în zona de munte au pantele suprafeței bazinului mai mari ca pantele medii ale rețelei de rîuri. Bazinele rîurilor Mislea și Cricovu Sărat amunte Lopatna, extinse numai în zona subcarpatică, au panta medie a rețelei de rîuri mai mare ca panta medie a suprafeței bazinului. Acest lucru presupune o intensă acțiune de eroziune și transport, care va atrage după sine, conform acestei relații, și o creștere a pantei medii a bazinelor respective. Sînt însă și bazine, cum este de exemplu Ialomița în amunte de confluența cu Cricovu Dulce, Lopatna amunte Sărățel și Sărățel, la care cele două elemente au valori aproape egale.

Dacă analizăm legătura dintre cele două elemente pentru bazinele de ordinul 5 (fig. 60 M), constatăm existența unei relații exprimată sub forma unei drepte cu un coeficient de corelație de 0,897, ceea ce indică o legătură bună între cele două elemente.

Ceea ce este de remarat la această relație este tocmai faptul că o serie de valori se abat de la legitate. Apar de exemplu pante mult mai mari ale rețelei hidrografice pentru bazinele de pe versantul stîng al Prahovei și de pe cel drept al Doftanei. Astfel de situații trebuie analizate în funcție de factorii fizico-geografici locali, de tectonică și neotectonică — care se pare a avea un rol important —, de structură, de rocă etc., care influențează natura abaterilor.

Diversitatea mare a condițiilor geografice din bazinul Ialomița este normal să genereze o abatere a valorilor pentru anumite bazine. Urmărită însă mai în detaliu, de exemplu pentru bazinul Ialomița la confluența cu Cricovu Dulce (fig. 60 N), coeficientul de corelație de 0,994 dovedește o și mai strînsă legătură între aceste două elemente care tind întotdeauna să realizeze un anumit echilibru în funcție de condițiile geografice existente.

Legătura dintre panta medie a rețelei de drenaj a bazinelor hidrografice și rezistența geologică. Dintre factorii care contribuie la dimensionarea elementelor morfometrice, remarcăm în primul rînd rezistența pe care o opune substratul geologic. O serie întreagă de elemente ca suprafața bazinelor de diferite ordine, lungimea cursurilor, diferența de înălțime și, ca rezultantă a acestora, panta medie a rețelei de rîuri și a bazinelor hidrografice sînt direct legate de coeficientul rezistenței geologice.

Urmărind de exemplu legătura dintre panta medie a rețelei de drenaj dintr-un bazin hidrografic dat și rezistența substratului geologic, se observă o legătură directă între cele două elemente (fig. 61 A). Faptul că apar

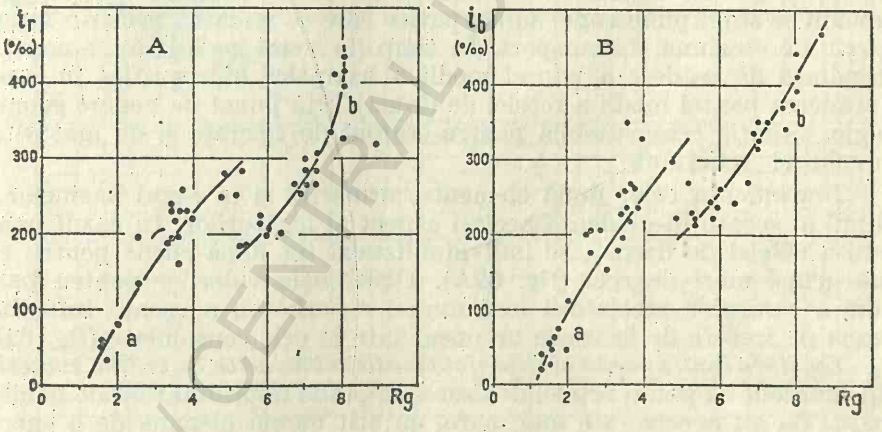


Fig. 61. — Legătura dintre panta medie a rețelei de drenaj (i_r) (A); panta medie a bazinelor (i_b) (B) și categoria rezistenței geologice (Rg) pentru un eșantion de 53 de bazine de ordinul 5.

a, Roci neconsolidate; *b*, roci consolidate.

două curbe este pe deplin explicabil dacă avem în vedere că există două mari grupe de roci care alcătuiesc suprafața geologică a bazinelor de recepție. Rocile consolidate opun o rezistență mai mare la eroziune, dar, pe lîngă aceasta, un rol important în dimensionarea pantelor îl are și tectonica regiunii. La bazinele al căror substrat este constituit din astfel de roci se observă că valorile pantelor rețelei de drenaj variază între 435 ‰ și 185 ‰

(fig. 61 Ab). Pentru rocile neconsolidate, cu o rezistență inferioară categoriei 5, se remarcă faptul că panta medie a rețelei de rîuri variază de la cele mai mici valori — 34‰ în cazul bazinului Pîscov — pînă la 280‰ în cazul bazinului Cosmina la confluența cu Mislea (fig. 61Aa).

Aceeași formă a curbelor se păstrează și în cazul pantei medii a bazinelor de ordinul 5, în funcție de categoria rezistenței geologice (fig. 61B). Cele mai mari pante le au bazinele hidrografice alcătuite din roci foarte rezistente la eroziune, sau care poartă amprenta unor mișcări tectonice active și destul de recente. Pentru rocile consolidate, pantele medii ale bazinelor variază între 467‰ în cazul bazinului Brătei și 215‰ în cazul bazinului Purcaru, afluent pe stînga al Doftanei (fig. 61Bb). În cazul rocilor neconsolidate, cele mai mari pante revin bazinelor dezvoltate pe pietrișurile de Cîndești, ca de exemplu bazinul Rudei, afluent pe stînga al Cricovului Dulce, cu 327‰ (fig. 61Ba). Pentru acest grup de roci, scăderea pantei medii a bazinelor se face proporțional cu micșorarea categoriei de rezistență pînă la cele mai mici valori (bazinul Crivăț cu 21‰).

Din suprapunerea celor două grafice, apare bine în evidență faptul că panta medie a rețelei de drenaj rămîne inferioară pantei medii a bazinelor hidrografice, exceptînd limitele intervalului de variație. La limita superioară, diferența între valorile absolute este mică, la fel și în cazul limitei inferioare, unde cele două curbe practic se suprapun.

Existența unei pante mai mici a rețelei de drenaj dovedește că eroziunea în adîncime este mai intensă la limita superioară a rocilor neconsolidate și la cea inferioară a celor consolidate. Urmărit spațial, acest domeniu se suprapune zonei subcarpatice care se remarcă printr-o intensă acțiune de eroziune și transport. În timp (la scară geologică) se constată o tendință de scădere a pantei medii a bazinelor hidrografice în raport cu scăderea pantei medii a rețelei de drenaj. Din punct de vedere geomorfologic, situația este valabilă pentru stadiul de tinerețe și de maturitate a evoluției reliefului.

Dependența celor două elemente, urmărită și în cazul bazinelor de ordinul 6, scoate în evidență același aspect al legăturilor. În cazul pantei medii a rețelei de drenaj, se individualizează tot două curbe pentru cele două grupe mari de roci (fig. 62A). Distribuția valorilor pentru panta medie a bazinelor precizează însă numai o curbă cu o ușoară inflexiune la zona de trecere de la rocile neconsolidate la cele consolidate (fig. 62B).

Legătura dintre panta și suprafața medie a bazinelor de ordine succesive. Este cunoscut că panta rețelei de drenaj depinde în primul rînd de debitele de apă. Cu cît acesta este mai mare, cu atît cursul dispune de o energie hidraulică mai mare și, respectiv, de o putere sporită de eroziune și transport. Prin aceste două procese, orice curs de apă tinde să-și micșoreze diferența de înălțime dintre izvor și vărsare și deci panta generală. La rîndul lui, debitul unui curs de apă este direct proporțional cu suprafața bazinului de recepție. Indirect, și panta unei rețele de drenaj depinde de suprafața bazinelor. J. T. Hack (1957) arăta că în general panta albiei unui rîu descrește odată cu creșterea suprafeței. Același autor urmărește această relație în raport cu geologia bazinelor, constatînd o influență destul de puternică a acesteia. Se obțin astfel, între cele două elemente, o serie de curbe cu parametri distincți în cazul suprafețelor calcaroase, a celor ocupate cu gresii sau cu alte formațiuni geologice.

Corelînd panta medie a segmentelor de rîu cu suprafața medie a bazinelor de ordine succesive, se constată că această relație este valabilă și în cazul valorilor medii pe bazine de diferite ordine (fig. 63). Legătura

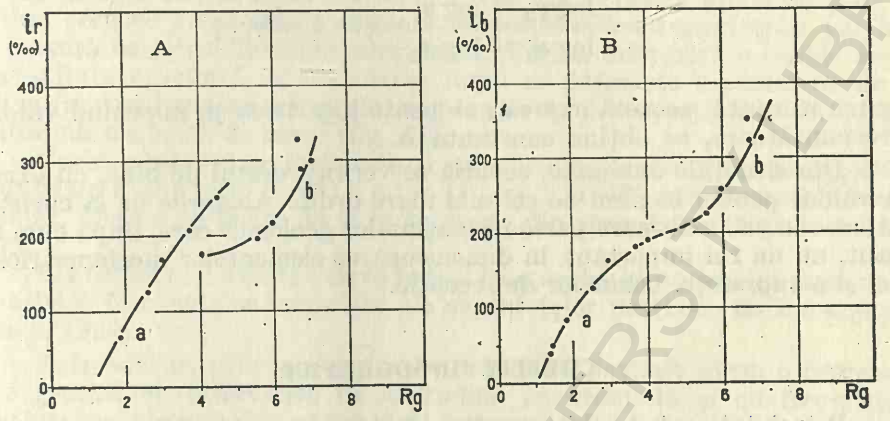


Fig. 62. — Legătura dintre panta medie a rețelei de drenaj (i_r) (A), panta medie a bazinelor (i_b) (B) și categoria rezistenței geologice (Rg) pentru bazinele de ordinul 6; *a*, Roci neconsolidate; *b*, roci sonsolidate.

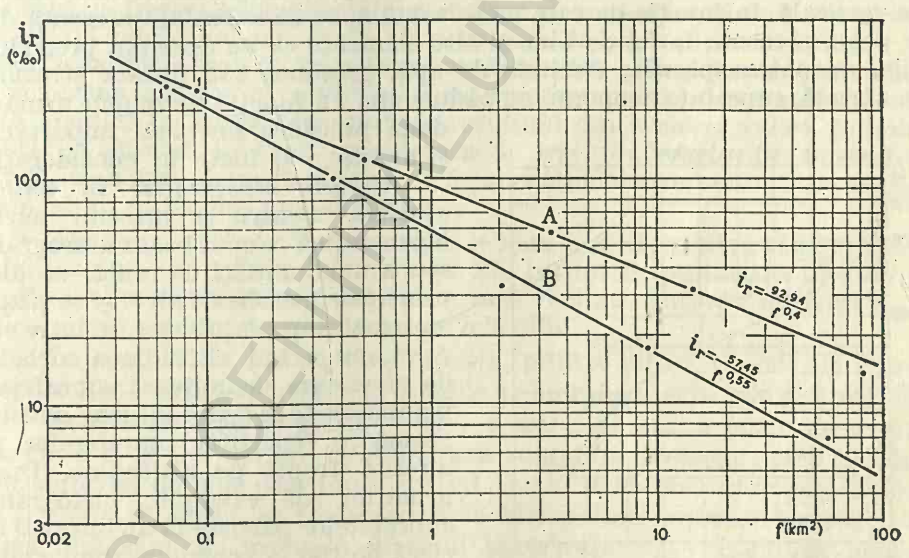


Fig. 63. — Legătura dintre panta medie a segmentelor de rîu (i_r) și suprafața medie a bazinelor de ordine succesive (f) pentru bazinele: *A*, Ialomița la confluența cu Cricovu; *B*, Cricovu Dulce la confluența cu Ialomița.

inversă dintre cele două elemente scoate în evidență o curbă tip hiperbolă ai cărei parametri pot fi foarte ușor calculați. În coordonate logaritmice, avem de-a face cu o dreaptă a cărei ecuație de forma $i_r = \frac{A}{f^n}$ poate fi

ușor rezolvată prin determinarea parametrilor n și A. Pentru aceasta se aleg două puncte pentru care se stabilesc coordonatele și apoi se calculează n și A.

$$n = \frac{\log y_2 - \log y_1}{\log x_1 - \log x_2} \quad \text{și} \quad A = y_1 x_1^n$$

Pentru ușurință, această expresie se poate logaritma și, înlocuind valorile corespunzătoare, se obține constanta A.

Din situațiile analizate, ecuația se verifică destul de bine, cu excepția valorii pentru bazinul de cel mai mare ordin. Abaterile de la curbă se datoresc în cea mai mare parte formațiunilor geologice care, după cum am văzut, au un rol important în dimensionarea elementelor morfometrice și deci și a suprafeței bazinelor de recepție.

CURBELE HIPSOGRAFICE

Principiul curbelor hipsografice, deși are o vechime de peste 100 de ani, a fost aplicat în cea mai mare parte a cazurilor la studiul reliefului pentru a se putea urmări distribuția suprafețelor terenului în raport cu altitudinea. El constă din reprezentarea grafică a altitudinilor unui bazin, pe verticală, în funcție de care pe orizontală, se dă suprafața aferentă dar se pot reprezenta la fel de bine și alte elemente ca de exemplu precipitațiile, evapotranspirația, debitele de apă, grosimea sau durata stratului de zăpadă, suprafața acoperită cu pădure etc. În funcție de scopul urmărit două procedee sînt mai importante și merită a fi luate în considerație.

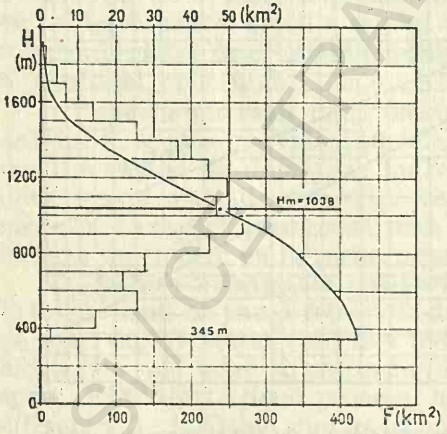


Fig. 64. — Curba hipsografică și histograma suprafețelor parțiale ale bazinului hidrografic Doftana.

Curbele hipsografice în unități absolute. Pentru a întocmi curba hipsografică a unui bazin hidrografic sau a unei unități de relief, se aleg principalele curbe de nivel și se planimetrează suprafața cuprinsă între ele. Apoi, cunoscînd altitudinea curbelor de nivel care delimitează suprafețele planimetrate se poate întocmi o histogramă cu repartiția suprafețelor pe diferite trepte de altitudine. Dacă urmărim, de exemplu, histograma suprafețelor parțiale la un interval de clasă de 100 m pentru bazinul rîului Doftana (fig. 64), vom constata că cele mai frecvente altitudini apar în clasele delimitate de curbele de nivel de la 900 la 1 200 m, altitudinea medie a bazinului (Hmed) de 1 038 m încadrîndu-se în acest interval. Prin cumularea suprafețelor parțiale determinate pentru fiecare interval, începînd de la vîrf, vom obține o curbă hipsografică a bazinului, care dă o imagine a repartiției suprafețelor bazinului, în raport cu altitudinea (fig. 64).

Urmărind forma curbei obținute se constată că are o pantă mai mare la partea superioară unde suprafețele delimitate sînt foarte mici. Acest fapt dă curbei o concavitate orientată în sus pe intervalul de altitudine de la 1 400 la 1 900 m. Apoi curba are o pantă uniformă pînă la 900 m, ceea ce presupune o creștere proporțională a suprafețelor parțiale pe măsură ce altitudinea curbelor scade. Partea inferioară a curbei are o convexitate orientată în sus. Acest lucru se datorește faptului că de la 900 m (în cazul analizat) suprafețele parțiale scad proporțional cu scăderea altitudinii curbelor de nivel (fig. 64).

Curba obținută se întîlnește și sub denumirea de grafic al reliefului unui bazin hidrografic (I. V l a d i m i r e s c u, 1962), iar, atunci cînd este necesar, abscisa se poate da și în procente din suprafața integrală a bazinului.

O analiză mai atentă relevă faptul că o curbă hipsometrică reprezintă o curbă a frecvențelor cumulate ale suprafețelor parțiale (G. R é m é n i é r a s, 1960).

Într-adevăr, prin histograma suprafețelor parțiale avem o reprezentare grafică cu intervalele de altitudine pe ordonată și cu frecvențele absolute pe abscisă. Ne găsim deci în cazul unei repartiții de frecvențe care poate fi analizată și din punct de vedere statistic. Astfel, histograma poate deveni un poligon al frecvențelor sau o curbă de repartiție a probabilităților. În acest caz curba hipsografică prezentată nu este altceva decît o curbă a frecvențelor absolute cumulate descrescător și care ne arată suprafața mai mare sau egală cu o valoare de altitudine dată. Dacă în locul valorilor absolute vom lucra cu frecvența relativă a suprafețelor, vom obține o curbă a frecvențelor relative acumulate descrescător, care este identică cu curba hipsografică, rezultînd din aceleași valori inițiale. Dacă pe abscisă, în locul suprafețelor se trec procentele din suprafața totală, se obține o curbă hipsografică procentuală care poate fi în același timp și o curbă de probabilitate.

Analizînd curbele hipsometrice, se constată că, pentru studiul reliefului, acestea au o serie de avantaje. Ele permit determinarea altitudinii medii a unui bazin hidrografic sau a unei regiuni, putîndu-se folosi și la calculul volumului parțial și total al reliefului.

În 1947 W. B. L a n g b e i n arăta, printre altele, că curbele hipsometrice sînt foarte importante în studiile de hidrologie și în cele de eroziune.

Pentru studiile de geomorfologie o astfel de curbă poate da extensiunea unei trepte majore de relief, sau suprafața teraselor, cînd acestea sînt suficient de bine dezvoltate spațial. Dar și în aceste cazuri este indicat ca o astfel de curbă să fie asociată cu histograma suprafețelor parțiale. Dacă analizăm, de exemplu, bazinul hidrografic al Văii lui Dragomir, afluent pe dreapta al Teleajenului (fig. 65), vom constata că acest bazin este dezvoltat pe două nivele de terasă. Un nivel superior, corespunzător terasei Olteni din pleistocenul mediu, pe care-l fragmentează destul de puternic și a cărei suprafață inițială se poate reconstitui foarte bine. Cel de-al doilea nivel corespunde terasei Măgurele, din care bazinul înglobează o suprafață mai mică (G h. N i c u l e s c u, 1962). Terasa Olteni se observă atît în histograma suprafețelor parțiale, cît și în curba hipsometrică a

bazinului respectiv (fig. 65). Cea de-a doua treaptă de terasă apare mult mai puțin evidentă pe histogramă, deși ruptura de pantă a curbei este pronunțată. Interpretarea curbelor hipsometrice este necesar să se facă în prezența hărților geomorfologice și a histogramelor cu suprafețele parțiale dintre curbele de nivel.

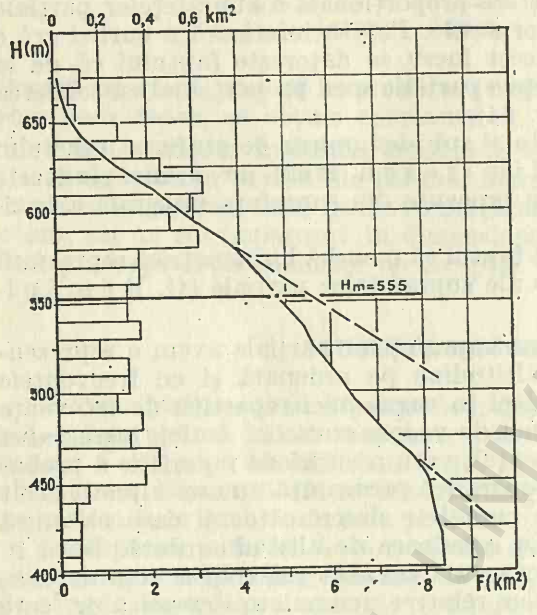


Fig. 65. — Curba hipsografică și histograma suprafețelor parțiale ale bazinului hidrografic Valea lui Dragomir.

Dacă vom analiza însă bazine care aparțin aceluiași ordin de mărime, vom constata că distribuția suprafețelor parțiale variază de la caz la caz, în funcție de condițiile specifice bazinului respectiv. Această diferență în modul de distribuire a suprafețelor parțiale în raport cu altitudinea determină curbe hipsografice care în unități absolute sînt destul de greu de comparat, chiar dacă păstrăm același raport de scară. O astfel de curbă poate fi asimilată foarte bine cu un profil mediu al suprafeței bazinului, prin care o serie de trăsături specifice reliefului dispar sau sînt mult atenuate.

Curbele hipsografice procentuale. Prin lucrările întreprinse de A. N. Strahler (1952 b), interpretarea curbelor hipsografice a fost orientată într-o direcție cu totul nou. El arată concret cum o analiză detaliată a acestora poate da indicații foarte prețioase asupra stadiului de evoluție a unei regiuni sau a unui bazin hidrografic dat.

Pentru o analiză calitativă a formelor de eroziune, întocmirea curbelor hipsografice în unități absolute nu este întotdeauna indicată, deoarece suprafețele de diferite mărimi nu pot fi comparate, iar panta curbei obținute diferă foarte mult în funcție de scara aleasă. Pentru înlăturarea acestor inconveniente se recomandă folosirea unor parametri adimensionali care nu mai depind de scara absolută a formelor topografice (Strahler, 1952 b), motiv pentru care un bazin hidrografic de orice mărime este tratat ca o unitate. Pentru studiul hipsografic al acestei unități, se ia ca figură de referință un pătrat limitat de două planuri orizontale care trec, unul prin gura de vărsare și altul prin cel mai înalt punct al suprafeței. Acestea își pot modifica poziția în decursul timpului, dar ele trec întotdeauna prin punctele de referință, date de gura de vărsare a sistemului analizat și cel mai înalt vîrf din bazin.

În vederea obținerii curbelor hipsografice procentuale se folosește metoda procentajului sau o rețea de puncte. Metoda procentajului este asemănătoare cu cea folosită pentru determinarea curbelor

hipsografice în unități absolute : se delimitează bazinul, se aleg curbele de nivel de care avem nevoie și se planimetrează suprafața dintre ele. Există și posibilitatea ca începînd de la vîrful bazinului să planimetrăm în primul rînd suprafața dintre prima curbă și perimetru, apoi dintre cea de-a doua curbă și perimetru, în așa fel ca să fie înglobată și suprafața primei curbe. Se obține astfel o suprafață cumulată deasupra unei anumite curbe de nivel, sau în cazul întregului bazin, deasupra planului care trece prin punctul cel mai coborît al bazinului (fig. 66).

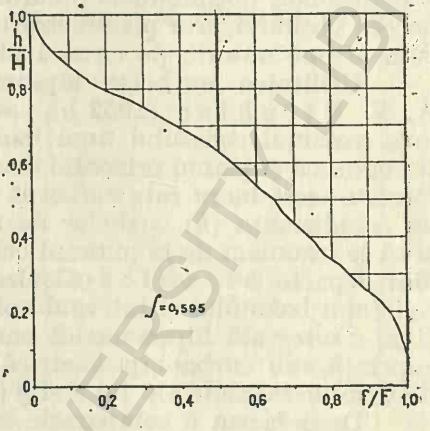


Fig. 66. — Curba hipsografică procentuală a bazinului Văii lui Dragomir.

Valorile obținute în această etapă au dimensiuni de suprafață. Pentru a le transforma în valori adimensionale, care pot fi întotdeauna comparabile, indiferent de forma și mărimea bazinului hidrografic, se recomandă efectuarea unui raport al cărui numitor rămîne constant și este dat de suprafața totală a bazinului (F). Ca numărător se consideră valorile suprafețelor obținute prin cumulare sau prin planimetrare (f), deasupra unei curbe de nivel date începînd de la vîrf. Este evident, în acest caz, că dacă considerăm $x = \frac{f}{F}$, valorile lui x cresc de la 0,0, pentru punctul cel mai înalt al bazinului, pînă la 1,0 cînd suprafața existentă deasupra nivelului de bază local este egală cu suprafața bazinului. În felul acesta vom obține pentru abscisă (x) valori de la 0 la 1,0 indiferent care ar fi mărimea bazinului (fig. 66).

Trecem la valori adimensionale și pentru ordonată ca să poată fi reprezentate și comparate. Acest lucru se face determinînd înălțimea bazinului sau diferența dintre punctele extreme (H) și înălțimea (h_i) de la planul de bază al curbei deasupra căreia se găsește suprafața (f_i). În acest caz raportul $y = \frac{h}{H}$ va avea cea mai mică valoare — 0,0 pe planul de bază — , valorile crescînd către 1,0 cu cît ne ridicăm spre punctul cel mai înalt al bazinului.

Acest tip de curbă hipsometrică reprezintă deci un raport al suprafețelor pentru (x) și un raport al înălțimilor pentru (y).

M e t o d a r e ț e l e i d e p u n c t e Pornind de la faptul că una dintre obiecțiile aduse folosirii curbelor hipsometice este și aceea că sînt greu de întocmit, C. T. H a a n s și H. P. J o n s o n (1966) au pus la punct o cale rapidă pentru determinarea acestora. Principiul se bazează pe folosirea unei rețele de puncte distribuite uniform cu o anumită densitate După ce pe schița unui bazin dat se plasează un calc cu rețeaua aleasă, se trece la numărarea punctelor care cad în interiorul a două curbe și se calculează procentajul acestora, în funcție de numărul total de puncte

din suprafaţa bazinului. Operaţia se repetă pentru toate intervalele alese, pentru că numărul de puncte din interiorul unei curbe este proporţional cu suprafaţa închisă de aceasta. În final, valorile procentuale calculate sînt reprezentate pe abscisă, iar pe ordonată se foloseşte aceeaşi scară a înălţimilor, obţinîndu-se o curbă procentuală care este foarte apropiată de cea obţinută prin planimetrare, dar timpul de calcul se reduce, după cum afirmă autorii, de circa 4 pînă la 10 ori.

Utilitatea curbelor hipsometrice procentuale, după cum arată A. N. Strahler (1952 b), este mare. Cu ajutorul lor se poate calcula volumul reliefului unui bazin hidrografic existent între suprafaţa topografică şi planul orizontal care trece prin gura de vărsare a bazinului. Pentru acest lucru este suficient să facem produsul suprafeţelor parţiale cu echidistanţa (h) curbelor de nivel care delimitează aceste suprafeţe şi să le însumăm de la punctul cel mai ridicat pînă la planul de referinţă, Mai departe Strahler calculează raportul dintre volumul actual al reliefului bazinului şi întregul volum al figurii de referinţă. Se obţine în final o integrală hipsometrică care reprezintă raportul dintre suprafaţa cuprinsă sub curba hipsometrică şi aceea a întregului pătrat delimitat de valorile maxime ale lui x şi y (fig. 66).

Dacă facem o comparaţie între curbele determinate în unităţi absolute şi cele procentuale pentru acelaşi bazin hidrografic, observăm că nu sînt diferenţe între ele în ceea ce priveşte forma curbei şi punctele ei caracteristice, cea procentuală fiind însă de preferat cînd se fac studii comparative.

Din analiza unui mare număr de curbe procentuale pentru bazinele de ordinele 5 şi 6, situate în diferite condiţii fizico-geografice, se desprind însă o serie de particularităţi. În primul rînd se ridică problema dacă planul superior, de la care a început acţiunea de modelare, a fost sau nu orizontal. Acest lucru se pare că în studiul curbelor hipsometrice procentuale are o importanţă capitală. În cazul în care analizăm bazine de ordin inferior dezvoltate în condiţii oarecum omogene, acest lucru nu antrenează erori prea mari şi se poate folosi, pentru integrala hipsometrică, raportarea la întreaga suprafaţă a figurii de referinţă. Dacă integrala ne arată în ce procent volumul bazinului se păstrează şi în funcţie de aceasta în ce stadiu de evoluţie se găseşte, înseamnă că aplicarea acestui procedeu trebuie făcută cu multă precauţie şi situaţiile analizate de la caz la caz.

Să presupunem, de exemplu, că ne găsim în prezenţa a două terase fragmentate de un bazin hidrografic (fig. 65, 66). Prin înaintare regresivă, bazinul a ajuns să dreneze şi o parte din versant, încît cel mai înalt punct al bazinului este mai sus de nivelul terasei. Delimitarea bazinului prin perimetru şi prin cele două plane — superior şi inferior — determină o figură de referinţă asimilată cu un cilindru, faţă de care vom analiza situaţiile ulterioare. Determinînd volumul reliefului cuprins sub suprafaţa topografică, avem posibilitatea, prin curbele hipsometrice procentuale, să-l raportăm la volumul acestei figuri.

În acest caz o integrală de 50% precizează că bazinul respectiv se găseşte într-un stadiu de maturitate, în timp ce o integrală mai mare presupune un stadiu de tinereţe. Realitatea terenului este însă cu totul alta, greşeala datorîndu-se faptului că volumul actual s-a raportat la volumul cilindrului. În realitate, bazinul nu a reuşit să îndepărteze decît o mică

parte din volumul reliefului inițial și rețeaua de rîuri este în continuă expansiune și ramificare. Ar fi deci mai corect dacă s-ar putea determina volumul unei figuri de referință cît mai apropiată de situația reală a bazinului și raportarea să se facă numai la acesta. Ea ar rezulta din cîteva planuri care ar preciza suprafețele inițiale ale reliefului de la care a început acțiunea de modelare. În cazul în care nu reușim să precizăm planurile inițiale de la care a început modelarea, și raportăm volumul cilindrului a cărui înălțime este dată de planul de vîrf al bazinului, integrala hipsometrică va depinde de poziția vîrfului respectiv. Acest lucru apare și mai evident dacă vom compara două bazine de ordinul 6, de exemplu bazinul Ialomița în amunte de confluența cu Cricovul, Teleajenul la confluența cu Drajna, sau chiar Cricovu Dulce la confluența cu Ialomița (fig. 67).

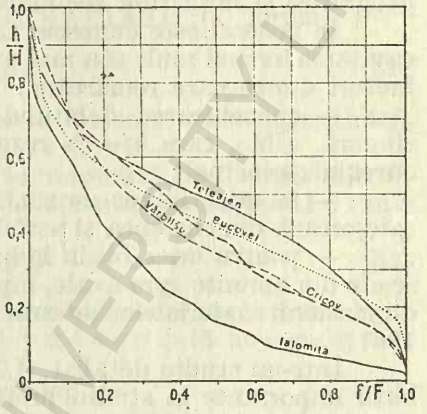


Fig. 67.— Curbele hipsometrice procentuale ale unor bazine de ordinul 6.

Dacă am analiza situația după integrala hipsometrică a bazinului Ialomița $\left(\int_v^i = 0{,}245\right)$, ar însemna că relieful acestui bazin se găsește într-un stadiu de maturitate avansată. Un alt bazin alăturat (Cricovu Dulce are însă o integrală hipsometrică de 0,415 iar Teleajenul 0,475, deci aceste bazine ar avea un relief mult mai tînăr. Analiza situației geomorfologice și a evoluției paleogeografice a bazinelor amintite în raport cu condițiile fizico-geografice nu ne îndreptățește să considerăm relieful bazinului Ialomița diferit ca stadiu de evoluție față de celelalte două, indiferent că ne referim la zona de munte sau la cea subcarpatică. În acest caz greșala vine tocmai de la fixarea poziției celui mai înalt punct al bazinului prin care trece planul superior și care determină volumul figurii de referință. În condițiile reliefului carpatic și în special pentru bazinele care-și au obîrșia din această zonă, considerăm că nu este corect să presupunem că în momentul în care a început modelarea subaeriană, suprafața inițială era orizontală.

Acest lucru se observă foarte bine dacă analizăm bazine care drenează două unități de relief cum sînt Carpații și Subcarpații. Iată deci încă un motiv pentru care se impune a raporta volumul actual al reliefului la volumul unei figuri de referință cît mai apropiată de suprafața inițială reală sau, în caz contrar, metoda să se aplice numai la bazinele a căror modelare a început de la un plan inițial aproape orizontal.

PROFILELE LONGITUDINALE

Încă din 1877, G. K. Gilbert preciza că panta unui rîu este invers proporțională cu debitul de apă scurs.

Analiza profilelor longitudinale fiind importantă pentru studiile de geomorfologie și hidrologie a preocupat foarte mulți cercetători, obținîndu-se

rezultate remarcabile (P.S. Iovanović, 1940; P. Ivanov, 1952; .I. Makaveev, 1955; J.T. Hack 1957; P. Birot 1961 ş.a.).

Dacă avem în vedere faptul că profilul longitudinal al unui curs de apă reprezintă o succesiune de puncte a căror poziţie spaţială este dată de altitudine şi de distanţa de la izvor sau de la vărsare, înseamnă că forma lui depinde de aceste două elemente şi de factorii care le determină poziţia. Un rol important revine rocilor care alcătuiesc regiunea, evoluţiei paleogeografice şi mişcărilor tectonice pozitive sau negative.

În general este cunoscut faptul că forma profilelor şi în special concavitatea lor mai mult sau mai puţin accentuată este rezultanta mai multor factori dintre care remarcăm:

— concentrarea debitului colectat de reţeaua de drenaj într-o singură, albie, care are ca rezultat creşterea capacităţii de transport a cursului principal;

— în orice sector de rîu, se produce o uzură a aluviunilor care le micşorează dimensiunea şi astfel pot fi antrenate mai uşor.

— pentru orice bazin hidrografic, în mod normal panta versanţilor scade din amunte spre avale, fapt care are influenţă în primul rînd asupra dimensiunii materialelor pe care versanţii le furnizează albiilor (P. Birot 1961).

Într-un studiu detaliat, J.T. Hack (1957) a adus o serie de contribuţii importante la studiul profilelor longitudinale. El a dovedit că rîurile care străbat regiuni formate din aceleaşi roci au profile longitudinale asemănătoare ca formă. Apoi, constată că între panta cursurilor şi debitele de apă există un raport invers proprţional. Aceasta presupune că odată cu creşterea debitului se măreşte şi secţiunea transversală. Ca urmare se reduce proporţional energia cheltuită pentru fiecare şi cursul îşi menţine capacitatea de a transporta materiale chiar la o pantă mai mică. Lipsa datelor asupra debitelor de apă a determinat pe autor să caute o relaţie între pantă şi suprafaţa bazinului, din care rezultă că între cele două elemente există un raport invers, dar parametrii ecuaţiilor de legătură depind de rocile care alcătuiesc bazinul respectiv. Se pun astfel în evidenţă legături diferite pentru zonele calcaroase, pentru cele cu granodiorite, gresii etc. panta corelîndu-se bine cu raportul dintre diametrul mediu al materialului din albie şi suprafaţa bazinului hidrografic. În raport cu aceste date se remarcă faptul că pentru rîurile cu aceeaşi mărime a materialului din albie, panta este invers proporţională cu suprafaţa drenată şi cu debitele de apă. Dacă suprafaţa rămîne aceeaşi, panta devine direct proporţională cu o funcţie a mărimii materialului din albie (J.T. Hack, 1957). În condiţiile unei similarităţi geologice se constată în general că există o bună relaţie între panta şi lungimea albiei, ceea ce presupune şi o similaritate a profilelor longitudinale.

Autorul citat stabileşte că sectoarele de rîu cu materialul din albie de mărime constantă apar ca linii drepte definite de ecuaţia

$$H = C - K \log_e L \qquad (79)$$

unde H = altitudinea unui punct, L = lungimea rîului, e = baza logaritmilor naturali, K şi C constante. În această formulă constanta K se poate determina prin produsul dintre lungimea rîului de la izvor şi panta în acel punct.

După cum arată A.N. Strahler (1964), există patru ecuaţii de regresie care pot fi considerate în trasarea profilelor longitudinale în care altitudinea (H) este dependentă de lungime (L). Este vorba de;

— o formă liniară simplă, care în coordonate aritmetice este o dreaptă exprimată de ecuaţia:

$$H = a - bL \tag{80}$$

— folosirea unei ecuaţii exponenţiale de forma

$$\log H = a - bL \tag{81}$$

presupune o dreaptă dacă pentru altitudine se foloseşte scara logaritmică, iar pentru lungime cea aritmetică;

— În cazul în care altitudinea este reprezentată pe o scară aritmetică, iar lungimea pe cea logaritmică, avem de-a face cu o ecuaţie de formă logaritmică

$$H = a - b \log L \tag{82}$$

— şi, în sfîrşit, cînd pentru ambele variabile se foloseşte scară logaritmică, avem de-a face cu o formă de putere dată de ecuaţia:

$$\log H = \log A - b \log L \tag{83}$$

Din cîte se observă, ecuaţia (83) nu are soluţie pentru $L = O$. Pentru a înlătura acest inconvenient A.J. Broscoe (citat de A.N. Strahler, 1964) propune să se adauge la capătul oricărui profil o constantă Lg, care reprezintă lungimea scurgerii de pantă, prelungită pînă la un punct de referinţă R de pe cumpăna de ape. Vom avea deci o constantă Hg, definită ca diferenţa de nivel de la R la capătul albiei rîului notat cu O, şi una Lg, care dă lungimea între aceleaşi puncte. În această situaţie, originea axelor se deplasează şi variabila dependentă va deveni întotdeauna $H + Hg$, iar cea independentă $L + Lg$.

Introducînd aceste două constante, forma ecuaţiilor se modifică corespunzător, putînd fi soluţionate oricare din cele patru situaţii prezentate (A. N. Strahler, 1964).

Analiza profilelor longitudinale, deşi este de mare folos pentru geomorfologie şi hidrologie, putem spune că rămîne încă greoaie. Cauza o constituie marea complexitate a fenomenelor din albie ca domeniul de interferenţă între fenomenele geomorfologice, hidrologice şi hidraulice. Numărul de factori care concură la realizarea unei anumite forme a profilului longitudinal este destul de mare şi nu s-a găsit încă metoda de determinare a ponderii pe care o are fiecare. Încercări destul de numeroase, dar fără rezultate concludente, s-au făcut şi au scopul de a găsi expresia matematică a unui profil de echilibru pe care l-ar atinge un curs de apă în momentul în care acesta ar avea doar capacitatea de a transporta pînă la nivelul de bază numai materialele primite de pe versanţi.

Metodele de studiere a profilelor longitudinale sînt variate, în funcţie de scopul urmărit şi de volumul de date existent. Astfel, se poate face o reprezentare grafică a datelor de altitudine şi de lungime a punctelor din lungul unui rîu în coordonate artimetice şi se obţine o configuraţie reală a profilului longitudinal (fig. 68). Pentru aceasta, altitudinea punctelor

se raportează pe ordonată în timp ce pe abscisă se ia lungimea rîului de la izvor spre vărsare. Cînd se face şi reprezentarea afluenţilor pe acelaşi grafic, există posibilitatea de a aduce izvoarele tuturor afluenţilor la ordonată fără a se mai ţine cont de punctele de confluenţă, sau de a respecta conflu-

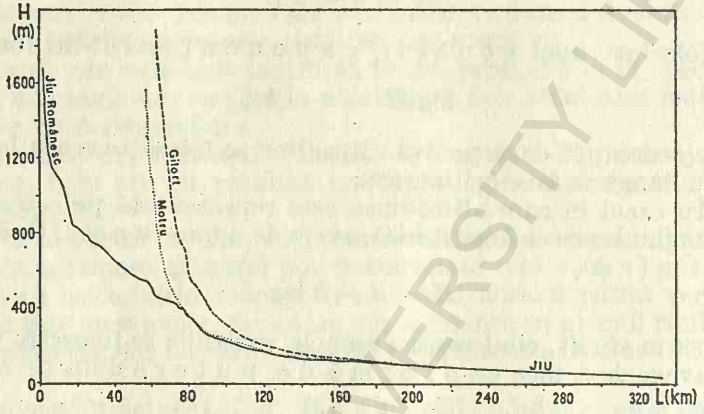


Fig. 68. — Profilul longitudinal al rîului Jiu şi al principalilor afluenţi, în coordonate aritmetice.

enţele, şi atunci punctele de izvor vor avea coordonate diferite, în funcţie de poziţia lor spaţială (fig. 68). Datorită însă lungimii foarte diferite a acestor profile cu o astfel de reprezentare, nu se poate face uşor un studiu comparativ. Pentru a îndepărta acest neajuns, s-au încercat mai multe procedee de reprezentare grafică şi de studiere a lor. Astfel, în anul 1940, într-un studiu foarte minuţios, P.Ş. J o v a n o v i ć a analizat sistemul de reprezentare al profilelor longitudinale în coordonate metrice şi a scos în evidenţă dezavantajele acestuia. Pentru remedierea lor, autorul recomanda compararea profilelor numai după ce li se egalează cel puţin una dintre coordonate. El a propus şi a folosit metoda profilelor relativ reduse. Aceasta presupune înmulţirea sau împărţirea coordonatelor profilelor cu o constantă, în aşa fel încît lungimea totală a profilelor analizate să fie egală cu a unui profil considerat ca fundamental. Transformarea se poate face utilizînd un *coeficient procentual* (C_p) rezultat din raportul $100/L = C_p$, în care L reprezintă lungimea cursului. Cu valoarea acestui coeficient se multiplică lungimea şi înălţimea punctelor de pe profil, considerate de la vărsare spre izvor. Acelaşi lucru se poate obţine şi folosind un *coeficient zecimal* (C_z) dat de raportul $10/L = C_z$, sau, mai simplu, împărţind valoarea coordonatelor procentuale la 10. Înmulţind valorile coordonatelor metrice cu coeficientul zecimal, obţinem valorile pentru întocmirea profilelor în coordonate zecimale reduse.

Acest sistem de reprezentare permite ca profilele, care diferă foarte mult prin coordonatele lor de lungime, să fie egalizate fără a pierde din detaliile formei şi comparate în condiţii foarte bune.

Pentru reducerea profilelor afluenţilor se porneşte de la principiul că aceştia sînt genetic legaţi de cursul principal, şi deci reducerea trebuie

să țină cont de acest fapt, considerînd rîul principal ca profil fundamental (fig. 69). Acest lucru se efectuează luînd coordonatele zecimale reduse ale punctului de confluență de pe rîul principal, la care se vor aduna coordonatele relativ reduse ale profilului afluentului.

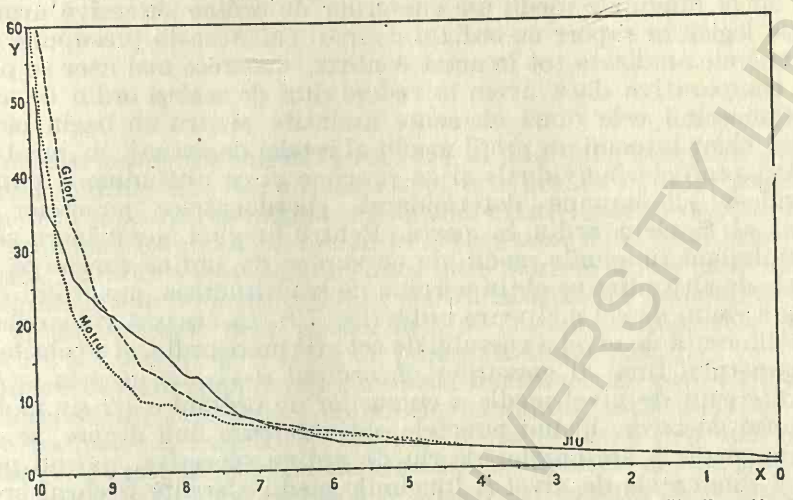


Fig. 69. — Profilul zecimal redus al rîului Jiu și al principalilor săi afluenți.

Coeficientul pentru reducerea zecimală a acestuia (C_{za}) se determină cunoscînd lungimea zecimal redusă a punctului de confluență (X_0) și lungimea afluentului (L_a)

$$C_{za} = (10 - X_0) : L_a$$

Odată determinat coeficientul de reducere zecimală a afluentului, punctele profilului său sînt determinate considerînd confluența cu rîul principal ca nivel de bază. Deci, pentru a găsi configurația profilului în noul sistem de reprezentare, coordonatele zecimal reduse ale afluentului sînt însumate la coordonatele punctului de confluență.

P. V. Ivanov (1952) propune pentru caracterizarea profilului longitudinal, încadrarea acestuia într-un dreptunghi de înălțime (H) și lungime (L). Patrulaterul astfel format este împărțit de linia de profil în două părți. În aceste condiții, pentru a estima forma profilului se determină suprafața de sub el (w_i) și de deasupra lui (w_s). Apoi, făcînd raportul acestora se obține un indice al formei profilului (n).

$$n = \frac{w_s}{w_i}$$

La o valoare supraunitară a indicelui n, profilul longitudinal este concav; la una subunitară, convex; și, dacă este egal cu unitatea, avem un profil drept.

Indicele astfel determinat este în același timp și exponentul unei parabole care trece prin punctele extreme ale profilului.

Reprezentarea profilelor longitudinale se mai poate face luînd pe abscisă, în locul coordonatelor metrice, procentajul din lungimea totală a fiecărui rîu, fără a modifica altitudinea punctelor (I. Ujvári, 1959)

În acest caz, deşi lungimea procentuală denaturează imaginea reală a lungimilor, profilele pot fi mai uşor comparate, în special pentru a scoate în evidenţă rupturile de pantă.

În sistemul de clasificare analizat am văzut că atît diferenţele de nivel, cît şi lungimile medii ale cursurilor de ordine succesive urmează o variaţie legică în raport cu ordinul de mărime. Aceasta presupune că profilele trebuie analizate tot în acest context, deoarece mai uşor se pot face studii comparative dacă avem în vedere rîuri de acelaşi ordin de mărime.

Cunoscînd cele două elemente amintite pentru un bazin oarecare, se poate chiar întocmi un profil mediu al reţelei de drenaj, în jurul căruia oscilează profilele individuale şi ca lungime şi ca altitudine a punctelor, Construirea lui impune determinarea coordonatelor punctelor iniţial şi final al fiecărui ordin în parte. Pentru lungimi, acest lucru se realizează cumulînd lungimile medii ale cursurilor de ordine succesive. Coordonatele de altitudine se obţin pornind de la altitudinea punctului de confluenţă a rîului de cel mai mare ordin (fig. 70). La această valoare se însumează diferenţa de nivel a cursului de cel mai mare ordin, şi se obţine ordonata punctului final al cursurilor de ordinul x—1. La aceasta se cumulează diferenţa de nivel medie a cursurilor de ordinul x—2 ş.a.m.d. pînă la punctul de izvor. Unind punctele obţinute prin linii drepte, se ajunge la panta medie a sectoarelor de rîu de ordine succesive, putînd nota pe profil şi diferenţele de nivel şi lungimile medii aferente fiecărui ordin pe catetele corespunzătoare (fig. 70).

După cum se constată, toate aceste metode de reprezentare nu ajung la rezultate deosebite, aşa că tot analiza factorilor genetici şi a relaţiilor lor de interdependenţă trebuie să fie aprofundată pentru a se ajunge la modelul matematic al formei profilelor longitudinale.

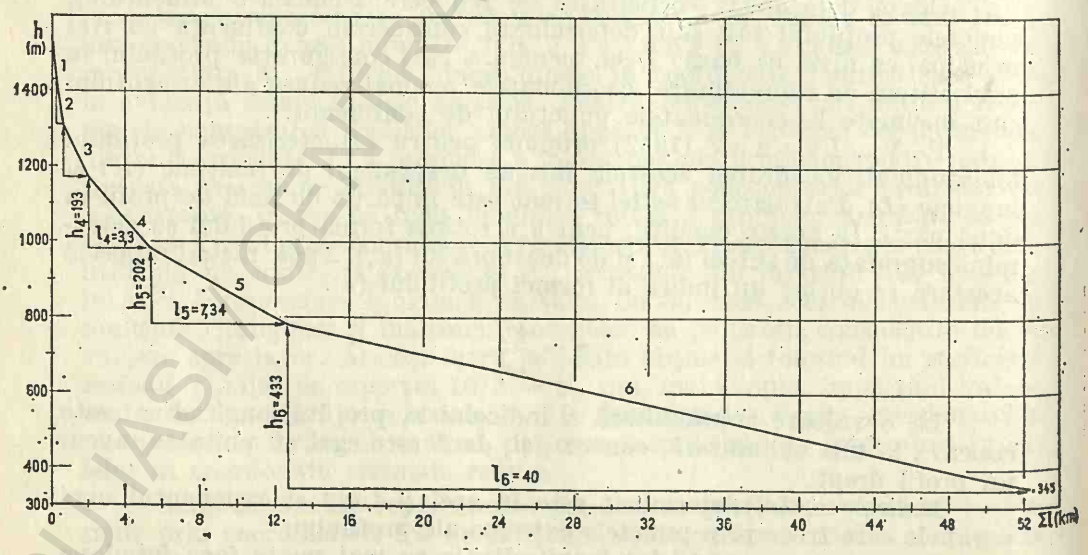


Fig. 70. — Profilul longitudinal schematic al reţelei de rîuri din bazinul Doftana la confluenţa cu Prahova, folosind diferenţele de nivel şi lungimile medii ale cursurilor de ordine succesive.

LEGĂTURA DINTRE CARACTERISTICILE MORFOMETRICE ŞI CELE HIDROLOGICE

Considerînd morfometria ca rezultat al unui lung proces de evoluţie a bazinelor hidrografice sub acţiunea apei, este normal ca între parametrii morfometrici şi scurgerea lichidă şi solidă să existe legături de interdependenţă, problemă care rămîne mereu în actualitate, dată fiind importanţa ei practică. Stabilirea unor legături bune între morfometrie şi caracteristicile hidrografice este de mare utilitate pentru relaţiile de generalizare teritorială şi de obţinere prin similaritate a datelor hidrografice pentru zonele care nu dispun de o reţea de posturi hidrometrice.

Dintre cei mai importanţi parametri morfometrici, care au legătură cu caracteristicile hidrologice, remarcăm suprafaţa, altitudinea şi panta medie a bazinelor hidrografice, lungimea şi panta rîului principal etc.

Suprafaţa este principalul element de care debitele de apă sînt legate direct. Aceasta presupune că bazinele situate în condiţii fizico-geografice similare, la suprafeţe egale, au aproximativ aceleaşi debite de apă.

Între debitul maxim specific cu asigurarea de 1% şi suprafaţa bazinelor de recepţie există o legătură inversă (C. Mociorniţă, 1964). Acelaşi tip de legătură se menţine şi cu suprafaţa medie a cursurilor de ordine succesiv crescînde, din sistemul de clasificare analizat.

Împreună cu alte elemente, suprafaţa bazinelor de recepţie intră ca variabilă independentă în definirea unor relaţii de cauzalitate. Suprafaţa şi altitudinea medie determină debitul maxim specific de diferite probabilităţi, stratul de apă scurs în timpul viiturilor etc.

Altitudinea medie este un element de bază, în condiţiile ţării noastre, pentru zonarea proceselor şi fenomenelor hidrometeorologice. De altitudinea medie a bazinelor de recepţie se leagă scurgerea medie specifică, scurgerea sezonieră şi cea lunară, sursele de alimentare, debitele minime etc. Cantităţile de precipitaţii căzute, evapotranspiraţia, coeficientul de scurgere şi chiar panta medie a bazinelor hidrografice depind şi de altitudinea medie (C. Diaconu, 1966; I. Ujvári, 1972). Aproape toate fenomenele meteorologice, de la temperatura aerului pînă la gradul de nebulozitate sînt direct legate de altitudine, care îşi pune amprenta şi pe scurgerea de aluviuni în suspensie. De data aceasta însă, între cele două elemente există o legătură directă pînă la 400—600 m, corespunzător zonei subcarpatice şi inversă pentru altitudini mai mari ale bazinelor de recepţie (C. Diaconu, 1971). Împreună cu suprafaţa, altitudinea intră în alcătuirea unui parametru de care sînt strîns legate debitele maxime (C. Mociorniţă, 1960).

Raportul dintre lungimea rîului principal şi rădăcina pătrată a pantei medii a bazinului determină durata totală a viiturilor, în timp ce raportul dintre lungime şi rădăcina pătrată a pantei rîului determină timpul de creştere al unei viituri.

Trecînd la sistemul de clasificare analizat în prezenta lucrare, s-au întreprins destule studii care dovedesc legătura dintre ordinul de mărime al bazinelor şi caracteristicile hidrologice. Este astfel verificată dependenţa de acestea, a debitelor medii multianuale din timpul viiturilor de primăvară, a duratei apelor mari de primăvară etc. (N.A. Rjaniţîn, 1960).

O serie de parametri morfometrici stau la baza elaborării unei metode de prevedere a debitelor de apă la diferite asigurări, în condiţiile insuficienţei datelor directe (F. Hirsch, 1961).

Panta medie a cursurilor de ordine succesive şi a reţelei de rîuri dintr-un bazin dat sînt implicate în procesele de formare şi de transmitere a undelor de viitură.

Desigur că numărul exemplelor poate fi mult mărit. Precizăm însă că noul sistem de clasificare reliefează, după cum vom observa, aspecte noi ale relaţiilor de interdependenţă şi cauzalitate dintre caracteristicile morfometrice şi cele hidrologice ale bazinelor hidrografice.

Legătura dintre debitele de apă şi ordinul bazinelor. Este cunosut că între suprafaţa medie a bazinelor hidrografice şi ordinul de mărime al acestora există o legătură directă. Un prim pas pentru găsirea unei legături între debitele de apă şi ordinul de mărime al sistemelor hidrografice a fost făcut încă din 1945 de către R.E. Horton. Lucrările au fost apoi reluate de o serie de cercetători care au adus contribuţii importante la definitivarea şi aplicarea regională a relaţiilor dintre debitele de apă, ordinul cursurilor şi suprafaţa bazinelor de recepţie. Dintre acestea, remarcăm lucrările elaborate de F. Hirsch (1961), referitoare la prevederea debitelor de apă, de N.A. Rjaniţîn (1960), în care se dă o mare atenţie studiului debitelor caracteristice în funcţie de ordinul de mărime al bazinelor hidrografice ş.a.

La teritoriul ţării noastre această metodă a fost aplicată de Gh. Platagea şi Gh. Popa (1962) pentru rîurile dintre Ialomiţa şi Trotuş. De remarcat la acest studiu este faptul că, deşi în arealul amintit există o mare diversitate a factorilor geografici, autorii au găsit o legătură între debişele medii şi maxime ale arterelor hidrografice şi ordinul de mărime al acestora. Între ordinul de mărime al bazinelor hidrografice şi caracteristicile morfometrice există o strînsă legătură care tinde în decursul evoluţiei sistemului respectiv spre stabilirea unui echilibru dinamic. Acelaşi lucru se constată şi în cazul în care urmărim dependenţa dintre debitele de apă şi ordinul de mărime al arterelor hidrografice.

Dacă determinăm debitele de apă pentru toate bazinele de ordine succesive şi însumăm aceste date, obţinem un şir de valori. Notînd cu Q_1 suma debitelor pentru toate bazinele de primul ordin, cu Q_2 pentru cel de-al doilea ordin ş.a. m. d. pînă la bazinul de cel mai mare rang, vom fi în posesia unui şir, al cărui număr de termeni egalează ordinul cursului principal. Reprezentarea acestor sume în coordonate semilogaritmice (fig. 71 b) dovedeşte că şirul de valori obţinute este în strînsă legătură cu ordinul de mărime al bazinelor. Se poate astfel formula o regulă care ne arată că: *debitele însumate ale cursurilor de ordine succesive tind să formeze o progresie geometrică în care primul termen este dat de suma debitelor pentru bazinele de primul ordin* (Q_1) *iar raţia* (R_Q) *o constituie raportul debitelor însumate.*

Termenul general pentru această lege este dat de expresia

$$Q_s = \frac{Q_1}{R_Q^{s-1}} \qquad (84)$$

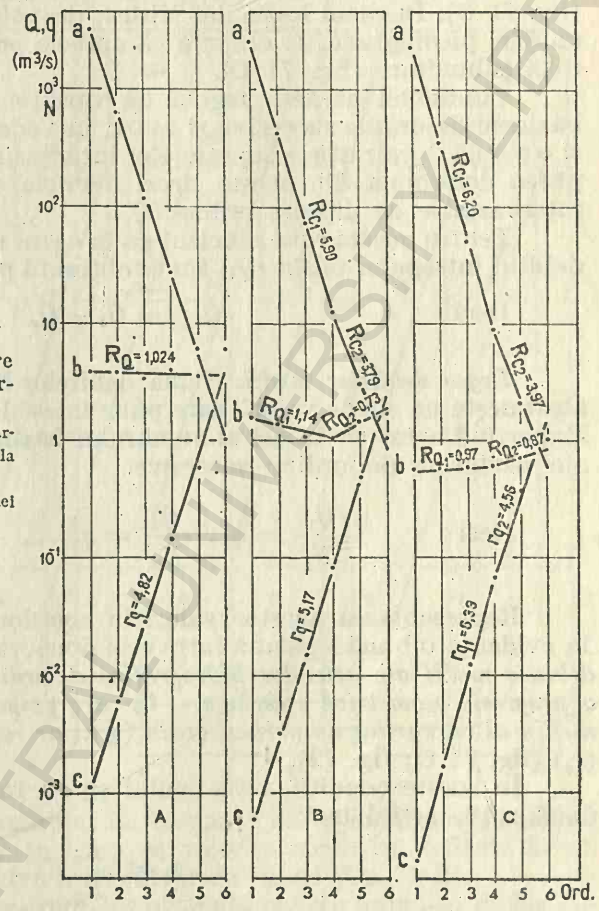


Fig. 71. — Modelul de determinare a debitelor medii ale cursurilor de ordine succesive pentru bazinele: *A*, Doftana la confluenţa cu Prahova; *B*, Vărbilău la confluenţa cu Teleajenul; *C*, Mislea la confluenţa cu Teleajenul. *a*, Legea numărului de rîuri; *b*, legea sumei debitelor; *c*, legea debitelor medii.

Din analiza unui număr mare de progresii obţinute se constată că raţia lor oscilează foarte puţin în jurul unităţii. Astfel, cînd acest coeficient este mai mare ca unitatea, avem de-a face cu un şir descrescător, valorile obţinute pentru ordinele inferioare fiind mai mari în comparaţie cu cele determinate pentru ordinele superioare. În cazul în care raţia şirului este egală cu unitatea ne găsim în prezenţa unui şir monoton, iar cînd este subunitară, această progresie devine crescătoare.

Dacă un bazin hidrografic se dezvoltă în două mari unităţi de relief cu condiţii gografice diferite, care pot influenţa destul de mult scurgerea, se remarcă faptul că la ordinele superioare şirul valorilor obţinute se frînge, dînd naştere unei alte progresii cu raţie de creştere diferită (fig. 71 B, C)

Situaţia este evidentă în cazul pîrîului Vărbilău cu bazinul superior şi mijlociu dezvoltat în zona umidităţii excedentare unde cantitatea de precipitaţii căzută este mai mare ca evapotranspiraţia potenţială.

Aceste condiţii suprapuse pe ansamblul factorilor geografici determină pentru bazinul amintit două drepte cu raţii diferite, şirul valorilor de la 1 la 4 dînd o progresie geometrică descrescătoare, iar termenii 5 şi 6, cu o raţie subunitară, determină o progresie geometrică crescătoare (fig. 71 B). În cazul bazinului Mislea, dezvoltat în zona subcarpatică şi a cîmpiei piemontane, se observă că ambele progresii devin crescătoare, cu raţii subunitare (fig. 71 C).

Cunoscînd această regulă de variaţie a debitelor însumate pentru bazinele de ordine succesive şi avînd în vedere că anterior s-a determinat şi o regulă de variaţie a suprafeţelor interbazinale de ordine succesive, vom putea determina din aceste şiruri debitele corespunzătoare suprafeţelor interbazinale de diferite ordine (Q_i).

Pentru acesta este suficient ca în cazul unui ordin dat să scădem din debitul întregului bazin (Q_s) suma obţinută pentru ordinul respectiv (Q_x).

Deci $$Q_{i(x)} = Q_s - Q_x$$

Legea debitelor medii. Suma debitelor bazinelor de ordine succesive alcătuieşte un şir de valori, care pune în evidenţă o progresie geometrică. Raportînd acest şir la cel al numărului bazinelor, se obţin debitele medii ale bazinelor de ordine succesive.

Deci $$\frac{Q_1}{N_1} = q_1\,;\ \frac{Q_2}{N_2} = q_2 \ \ldots\ \frac{Q_s}{N_s} = q_s$$

Reprezentarea acestor valori în coordonate semilogaritmice scoate în evidenţă o bună legătură între cele două variabile care ne dovedeşte că *debitele medii ale arterelor hidrografice de ordine succesive tind să formeze o progresie geometrică crescătoare, în care primul termen este dat de debitul mediu al cursurilor de primul ordin* (q_1), *iar raţia de raportul acestor valori* (r_q) (fig. 71 C; fig. 72).

În aceste condiţii, raţia noului şir va rezulta din raportul primelor două raţii, astfel încît:

$$r_q = \frac{R_c}{R_Q}$$

Aceasta fiind cea mai simplă, rapidă şi precisă cale de determinare a raţiei pentru noul şir, valoarea termenului general este dată de expresia (Gh. Platagea, Gh. Popa, 1962);

$$q_s = q_1 r_q^{s-1} \qquad (85)$$

Din analiza unui număr suficient de mare de bazine hidrografice (fig. 72 A—F) se poate aprecia că această lege a debitelor medii se verifică mult mai bine în comparaţie cu legea debitelor însumate, în special pentru cursurile de ordine inferioare.

Valoarea raţiilor obţinute pentru progresiile determinate în cadrul bazinelor de ordinul 6 oscilează între 6,39, în cazul bazinului Mislea, şi 4,23 pentru bazinul Bucovelului la confluenţa cu Teleajenul.

O valoare mare a raţiei indică o diferenţă mai mare între debitele determinate pentru bazinele de ordine succesive. În cazul de faţă, raţia presupune că la bazinul Mislea debitul pentru cursurile de ordinul 2 este de 6,39 ori mai mare ca cel determinat pentru cele de primul ordin, sau invers.

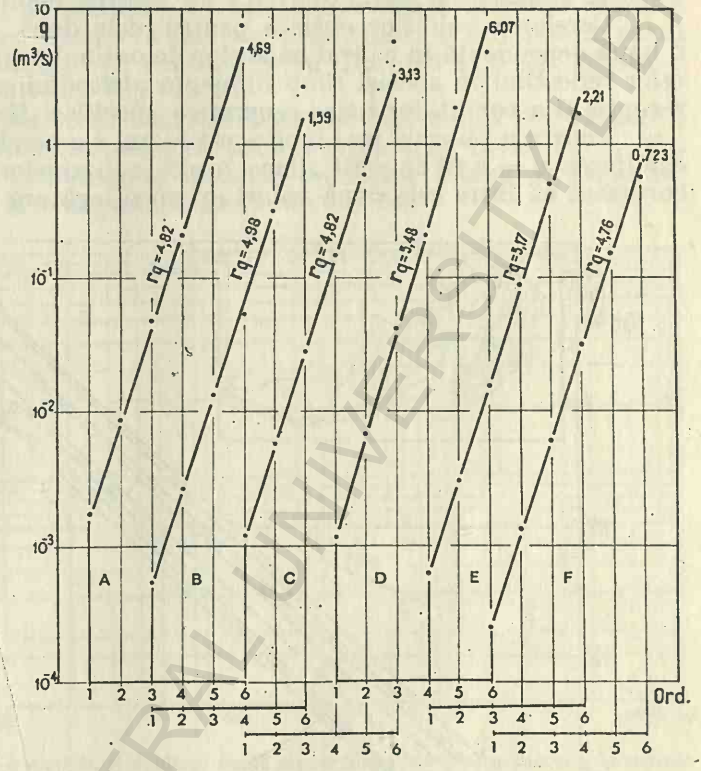


Fig. 72. — Legea debitelor medii ale cursurilor de ordine succesive pentru bazinele: *A*, Prahova la confluenţa cu Doftana; *B*, Cricovu Dulce la confluenţa cu Ialomiţa; *C*, Doftana la confluenţa cu Prahova; *D*, Teleajen amunte Drajna; *E*, Vărbilău amunte Teleajen; *F*, Lopatna la confluenţa cu Sărăţelul.

Sînt cazuri în care şirul numărului de bazine şi cel al debitelor însumate precizează cîte două drepte în timp ce valorile medii nu reflectă acest lucru, raţia fiind aceeaşi pentru întregul şir de valori (fig. 71 B).

În alte cazuri, frîngerea dreptelor obţinute pentru numărul de bazine şi pentru suma debitelor determină două drepte cu pante diferite şi în cazul debitelor medii (fig. 71 C).

Analiza şirurilor de valori, determinate pentru bazinele de ordinul 6, dovedeşte influenţa condiţiilor geografice asupra repartiţiei debitelor de apă. Astfel, bazinele care se dezvoltă mai mult în zona montană au cele mai mari valori ale debitelor medii obţinute pentru cursurile de primul ordin, în timp ce valorile mai mici revin zonei subcarpatice. Dacă, de exemplu, în bazinul Prahova pînă la confluenţa cu Doftana, unui bazin de primul ordin îi revine în medie un debit de circa 1,7 l/s, în bazinele Mislea, Cricovu Sărat sau Lopatna, un astfel de bazin nu dispune decît de 0,2 l/s, deci un debit de aproape 8 ori mai mic.

Desigur că suprafaţa bazinelor de ordine inferioare este mai mică în zona subcarpatică, dar în afară de aceasta şi restul factorilor geografici au un rol în dimensionarea debitelor pentru bazinele de primul ordin.

Legătura dintre debitele medii și suprafața medie a bazinelor de ordine succesive. Din cele relatate s-a constatat că atît suprafața medie cît și debitele medii de apă se găsesc în raport direct cu ordinul bazinelor hidrografice. Deci, proporțional cu creșterea ordinului de mărime a bazinelor cresc și suprafețele medii și odată cu acestea debitele corespunzătoare.

Corelarea valorilor obținte pentru cele două elemente dovedește o bună dependență în cadrul bazinelor de ordinul 6 (fig. 73), poziția dreptelor reflectînd în același timp influența altitudinii medii a bazinelor de recepție și a condițiilor fizico-geografice specifice fiecărui bazin.

Pentru a observa mai bine acest lucru, s-a corelat coeficientul a din egalitatea $q = a f^n$ cu altitudinea medie a bazinelor de ordinul 1 și s-a constatat că între cele două valori există o legătură directă foarte bună.

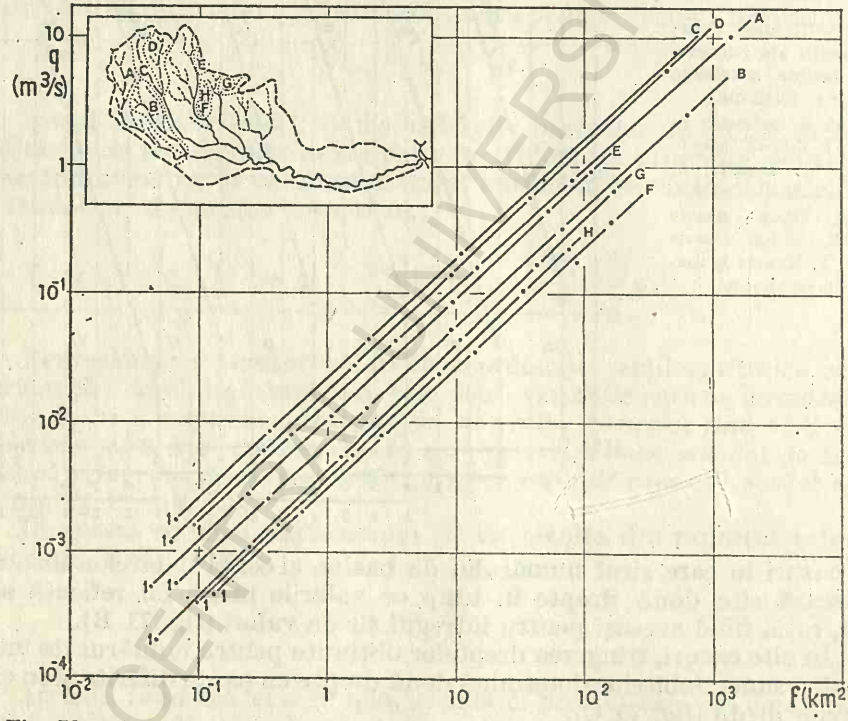


Fig. 73. — Legătura dintre valorile medii ale debitelor de apă și suprafața medie a bazinelor de ordine succesive determinată pentru :

A, Ialomița amunte Cricovu Dulce; *B*, Cricovu Dulce amunte Ialomița; *C*, Prahova amunte Doftana; *D*, Doftana amunte Prahova; *E*, Drajna amunte Teleajen; *F*, Bucovel amunte Teleajen; *G*, Cricovu Sărat amunte Lopatna; *H*, Sărățel amunte Lopatna.

Relația precizează că o creștere a altitudinii medii a bazinelor antrenează și o valoare mai mare a coeficientului a.

În cazul bazinelor de ordinul 6 al Drajnei și al Cricovului Sărat la confluența cu Lopatna (fig. 73 E, G), se constată că suprafața medie aferentă bazinelor de primul ordin este de 4,2 ha în cazul Drajnei și de 4,8 ha la Cricov. Cu toate acestea debitul mediu de apă determinat pentru bazinele de ordinul 1 este de 0,24 l/s pentru Cricov și 0,48 l/s în cazul

Drajnei, la altitudini medii corespunzătoare aceluiaşi ordin, de 407 m la Cricov şi 737 m la Drajna.

Poziţia dreptelor determinate (fig. 73) reflectă influenţa altitudinii medii şi a factorilor fizico-geografici asupra debitelor de apă.

Dacă analizăm, de exemplu, numai debitele medii aferente bazinele de primul ordin, vom constata că cele mai mari valori se întîlnesc în cazul bazinului Prahova amunte de confluenţa cu Doftana (1,8 l/s pentru o suprafaţă medie de 6,7 ha) (fig. 73 C).

Trecerea la bazinele din zona subcarpatică antrenează şi o scădere a debitelor medii aferente bazinelor de primul ordin (fig. 73 E, F, G, H), cele mai mici valori întîlnindu-se în cazul bazinelor Mislea şi Lopatna, care au circa 0,2 l/s la o suprafaţă medie de 4,6 ha.

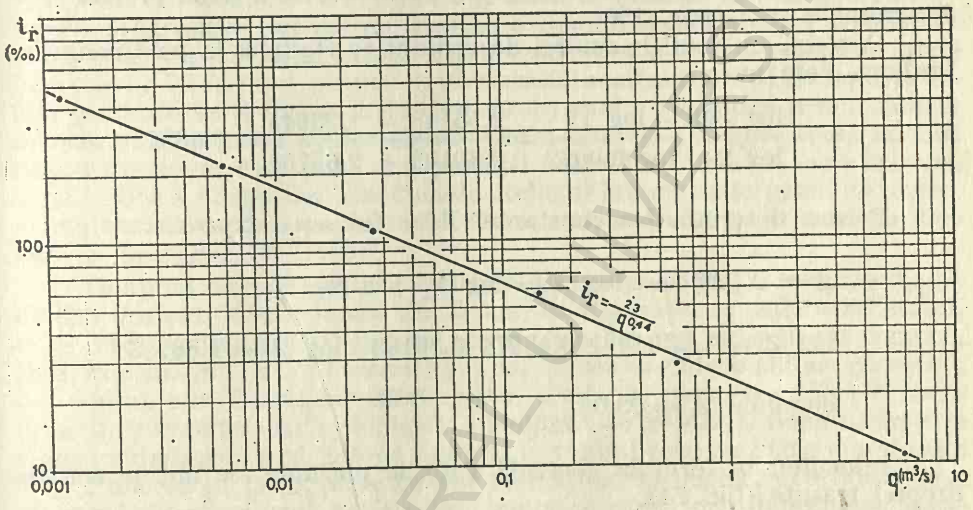


Fig. 74. — Legătura dintre pantele şi debitele medii ale cursurilor de ordine succesiv crescînde pentru bazinul Doftana la confluenţa cu Prahova.

Legătura dintre pantele medii ale reţelei de drenaj şi debitele medii pe bazine de ordine corespunzătoare. După cum s-a constatat, unul din avantajele sistemului de clasificare analizat este şi acela că se poate calcula o pantă medie a reţelei de drenaj, atît pentru fiecare ordin în parte, cît şi pentru întregul bazin, folosind formulele (73) şi respectiv (74). Urmărind legea pantelor medii, apare clar că cele mai mari valori revin de regulă şi celor mai mici artere de drenaj, care îndeplinesc numai temporar această funcţie. Pe măsură însă ce ordinul de mărime creşte, se măreşte suprafaţa medie şi paralel cu ea şi debitele de apă. Or, un volum mai mare de apă are o capacitate sporită de transport şi posibilitatea de a reduce pantele. Acest lucru iese foarte bine în evidenţă dacă vom reprezenta pantele medii ale arterelor de ordine succesiv crescînde în raport cu debitele de apă aferente acestora. Legătura foarte clar exprimată dovedeşte că între cele două elemente există un raport invers, care pune în evidenţă o relaţie de tip hiperbolă, prin care este dovedit că o creştere a debitelor de apă atrage după sine o scădere legică a pantelor medii ale arterelor de ordine succesive (fig. 74).

Trebuie însă remarcat faptul că, deşi legătura celor două elemente se păstrează întotdeauna, parametrii hiperbolei diferă de la un bazin la altul în funcţie de factorii fizico-geografici, care, direct sau indirect, dimensionează cele două elemente.

Pentru determinarea ecuaţiei de legătură între ele, cunoaştem că în coordonate logaritmice reprezentarea datelor precizează o dreaptă pentru care vom calcula n şi A din formula

$$i_r = \frac{A}{q^n} \tag{86}$$

Se iau pe dreapta astfel stabilită coordonatele a două puncte şi se determină n şi A (pag. 136).

Concret, în cazul bazinului de ordinul 6, Doftana la confluenţa cu Prahova vom avea:

$$n = \frac{\log 340 - \log 17}{\log 2 - \log 0{,}0022} = \frac{2{,}53148 - 1{,}23045}{0{,}30103 + 2{,}65758} = 0{,}43974$$

Pentru determinarea constantei A se foloseşte expresia:

$$A = Y_1 X_1^n \text{ sau } \log A = \log Y_1 + n \log X_1$$

$$\log A = 1{,}23045 + 0{,}43974 \cdot 0{,}30103 \quad \log A = 1{,}36283$$

de unde $A = 23{,}06$

Înlocuind în formula generală valorile obţinute, se obţine ecuaţia dreptei trasate (fig. 74).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

MODELELE MORFOMETRICE ALE BAZINULUI IALOMIȚA

Din analiza morfometriei bazinelor hidrografice se constată că dimensionarea elementelor lor urmează o tendință legică de realizare a unei stări de echilibru în raport cu ordinul de mărime al bazinelor. Parametrii progresiilor geometrice rezultate depind de ansamblul condițiilor fizico-geografice. Desigur că punerea în evidență a o serie de relații de interdependență și, în final, obținerea unui model morfometric al situației actuale, pentru o serie întreagă de elemente, permite stabilirea a mai multor modele morfometrice pentru fiecare bazin dat. Ca exemplu, vom analiza numai un singur caz, acela al suprafeței bazinului Ialomița, care îmbracă clina sudică a Carpaților Meridionali. Relieful lui, cu toată gama de forme, se etajează între 2 505 m la vîrful Omu și circa 7—10 m în zona de vărsare a Ialomiței în Dunăre.

Ocupînd circa 10 000 km², suprafața bazinului are o lungime medie de 325 km și o lățime medie de 31 km. Configurația actuală a reliefului, ca și rețeaua hidrografică poartă amprenta celor mai îndepărtate timpuri, cînd, în urma mișcărilor hercinice și apoi în faza de cutare chimerică veche, s-a schițat axa Carpaților Meridionali. Evoluția paleogeografică a lăsat urme în fiecare perioadă geologică, adăugîndu-se treptat la relieful carpatic o zonă subcarpatică și una de cîmpie, în timpul celei mai tinere perioade.

Punerea în loc a principalelor formațiuni geologice, care alcătuiesc scheletul celor trei mari unități de relief, și intrarea lor sub acțiunea agenților subaerieni au marcat și începutul perioadei de modelare a reliefului. Această acțiune continuă s-a desfășurat în raport cu condițiile generale care au impus cantitatea de materie și de energie transferată în cadrul sistemului.

Modul de variație al acestuia s-a răsfrînt asupra proceselor de modelare și, implicit, de realizare a unui echilibru morfometric dinamic. Au existat desigur perioade în care acțiunea de fragmentare și de eroziune pentru realizarea unei stări de echilibru a pantelor a fost puternică. Mărturie ne sînt depozitele cîmpiilor piemontane și ale teraselor fluviatile. Factorii determinanți ai acestei acțiuni au fost legați de creșterea debitelor de apă, de mișcările de ridicare a Carpaților și Subcarpaților și de coborîre a cîmpiei de subsidență. Modelarea desfășurată de-a lungul timpului a generat multe remanieri ale rețelei hidrografice pînă a se realiza ceea ce cunoaștem în momentul de față sub denumirea de rețeaua de drenaj a bazinului hidrografic Ialomița. În cadrul acestuia, zonei de munte, formată din roci cristaline, calcare jurasice și flișul greso-conglomeratic al perioadei cretacice, îi revine 14,6 % din suprafața totală. Zona subcarpatică, alcătuită din roci paleogene și neogene, ocupă 22,8 %, iar cîmpia, predominant cuaternară, ocupă 62,6 %.

Din punct de vedere geomorfologic, relieful bazinului Ialomiţa a fost destul de bine studiat, parţial sau integral, fiind în atenţia multor cercetători (G. Vâlsan 1916, 1940; N. Popp, 1939; A. Banu, 1945; V. Mihăilescu 1963, 1969; Gh. Niculescu, 1962; L. Badea şi Gh. Niculescu, 1964; V. Tufescu 1966; P. Coteţ, 1973; Al. Roşu, 1973 ş.a.).

Variaţia în timp şi în spaţiu a fluxului de materie şi de energie în cadrul bazinului poartă amprenta zonalităţii verticale. Astfel, toate elementele regimului climatic şi hidric nu pot fi analizate decît ţinînd cont de această lege.

Rîul Ialomiţa însumează un debit mediu de circa 43 m³/s, cele mai mari valori revenind scurgerii de primăvară (38,5%), după care urmează ca pondere vara (23,6%), iarna (22%) şi toamna (15,9%). Debitele maxime înregistrate la inundaţiile din luna iulie 1975 au fost la staţia hidrometrică Coşereni de circa 1 440 m³/s, ceea ce reprezintă o valoare extraordinar de mare. În afara debitelor catastrofale, caracteristică pentru bazin este frecvenţa apelor mari de primăvară şi viiturile de vară, care au un rol foarte mare pentru procesele de dimensionare a elementelor morfometrice.

Debitele de aluviuni în suspensie sînt de asemenea indicatori importanţi ai intensităţii proceselor de degradare a cantităţilor de materiale care părăsesc definitiv suprafaţa bazinului. Astfel, dacă la Coşereni debitul mediu multianual de aluviuni în suspensie este de 189 kg/s, valorile maxime atinse în timpul viiturilor ajung la 33 300 kg/s.

Din calculele efectuate se constată că, anual, din Ialomiţa se varsă în Dunăre circa 3 790 000 tone de aluviuni, echivalent cu circa 2 520 000 m³ de sol erodat (I. Ujvári, 1972). Aceasta presupune că, anual, suprafaţa bazinului scade în medie, ca înălţime, cu 0,3 mm, prin îndepărtarea acestei cantităţi extraordinar de mari de materiale, fără a mai lua în consideraţie denudarea chimică.

Aplicînd legile amintite la un număr destul de mare de subbazine din cadrul sistemului Ialomiţa, s-a constatat că legile se verifică destul de bine, parametrii acestora fiind strîns legaţi de condiţiile specifice principalelor zone geografice. Aceasta presupune că ei se pot modifica în raport cu condiţiile generatoare. Faptul este evident dacă analizăm intervenţia omului asupra mediului înconjurător. Practicarea agriculturii, păşunatul, defrişarea pădurilor etc. au dus, după cum era şi normal, la modificarea unui echilibru deja existent în natură. Aceasta a atras după sine o redistribuire în timp şi spaţiu a cantităţilor de masă şi de energie care circulau în cadrul sistemelor hidrografice. Ca urmare, a început o redimensionare a elementelor morfometrice ale sistemelor cu tendinţa de a se ajunge la o nouă stare de echilibru în raport cu noile condiţii create.

Urmărind de exemplu curbele de frecvenţă a suprafeţei bazinelor de diferite ordine, se remarcă o puternică asimetrie pozitivă, deci o tendinţă de fragmentare a reliefului şi de creştere a numărului de bazine de fiecare ordin. Dar în prezent, gradul de intervenţie a omului în peisaj este din ce în ce mai puternic, încît este foarte greu să se statornicească un echilibru al condiţiilor naturale care să persiste pînă în momentul în care şi elementele morfometrice să atingă această stare.

Desigur că este foarte greu să dispunem de suficiente date pentru a determina modelele morfometrice specifice stărilor succesive de echilibru

pentru a ajunge la reconstituirea evoluției istorice a acestora. Putem însă, pe baza prelucrării datelor oferite de hărțile și fotogramele actuale să determinăm modelul morfometric pentru orice element al unui bazin hidrografic. În această situație, starea actuală a oricărui bazin hidrografic va fi redată printr-un *sistem de modele morfometrice*, fiecare parte componentă a sistemului caracterizînd un element pe baza formulelor enunțate.

Practic, sistemul modelelor morfometrice pentru un bazin hidrografic este util începînd de la ordinul patru în sus. La ordine mai mici gradul de aproximație devine din ce în ce mai mare deoarece odată cu scăderea ordinului de mărime, numărul de cazuri devine prea mic pentru a mai pune în evidență tendința legică a variației fiecărui element în parte.

Astfel de modele s-au stabilit în multe situații, la bazine de diferite ordine, cu condiții fizico-geografice diferențiate, dar ca exemplu prezentăm numai sistemul modelelor morfometrice pentru bazinul de ordinul 8 al rîului Ialomița, afluent al Dunării.

Pentru realizarea unui astfel de sistem, primul element care trebuie analizat este deci *gradul de ramificare al rețelei de rîuri* dintr-un bazin hidrografic dat. În cazul bazinului Ialomița se poate remarca că numărul de rîuri succesive pune în evidență două progresii geometrice cu rații diferite. Astfel, progresia precizată de cursurile de la ordinul 1 la 4 are o rație de 5,43, iar cea pentru ordinele superioare (5 la 8) scade la 3,99.

Dacă avem în vedere principalele unități geomorfologice, zonarea altitudinală a elementelor hidrometeorologice, energia de relief și alcătuirea substratului geologic, existența celor două drepte apare pe deplin justificată.

O analiză sumară a hărților cu repartiția spațială a elementelor amintite dovedește că o bună parte a suprafeței bazinului se suprapune zonei de munte și subcarpatică unde se dezvoltă cea mai mare parte a cursurilor de ordine inferioare (1 la 4). Ponderea acestora precizează poziția dreptei pentru cursurile de ordine inferioare și rația progresiei geometrice (fig. 75 A). Dreapta pare a mai fi precizată și de regimul scurgerii, în sensul că, în general, cursurile de ordine superioare sînt aproape toate cu caracter permanent.

Cursurile de ordine superioare (5 la 8) se dezvoltă în majoritate în zona subcarpatică și de cîmpie, cu alte caracteristici fizico-geografice, care imprimă și un alt raport între cursurile de ordine succesive. În acest caz, trecerea la cea de-a doua dreaptă, cu o pantă mai mică, este legată și de trecerea de la o zonă cu o energie de relief mai mare la una cu o energie mult mai mică. Dacă la aceasta mai adăugăm și scăderea simțitoare a cantităților de precipitații, a pantelor medii ale suprafeței topografice, a coeficientului de scurgere, a debitelor solide etc., ne dăm seama de ce gradul de fragmentare a reliefului și deci și numărul de cursuri de ordine succesive ating valori mult mai mici în zona de cîmpie.

Numărul total de segmente de rîu din cadrul bazinului Ialomița, determinat pe baza formulei (15) este de 43 786. Raportînd această valoare la suprafața bazinului rezultă aproximativ un număr de 4,4 segmente de rîu pe unitatea de suprafață.

Lungimea însumată a cursurilor de apă de fiecare ordin tinde să definească o progresie geometrică descrescătoare, la care se remarcă existența a două drepte cu rații de creștere diferite. Prima este caracteris-

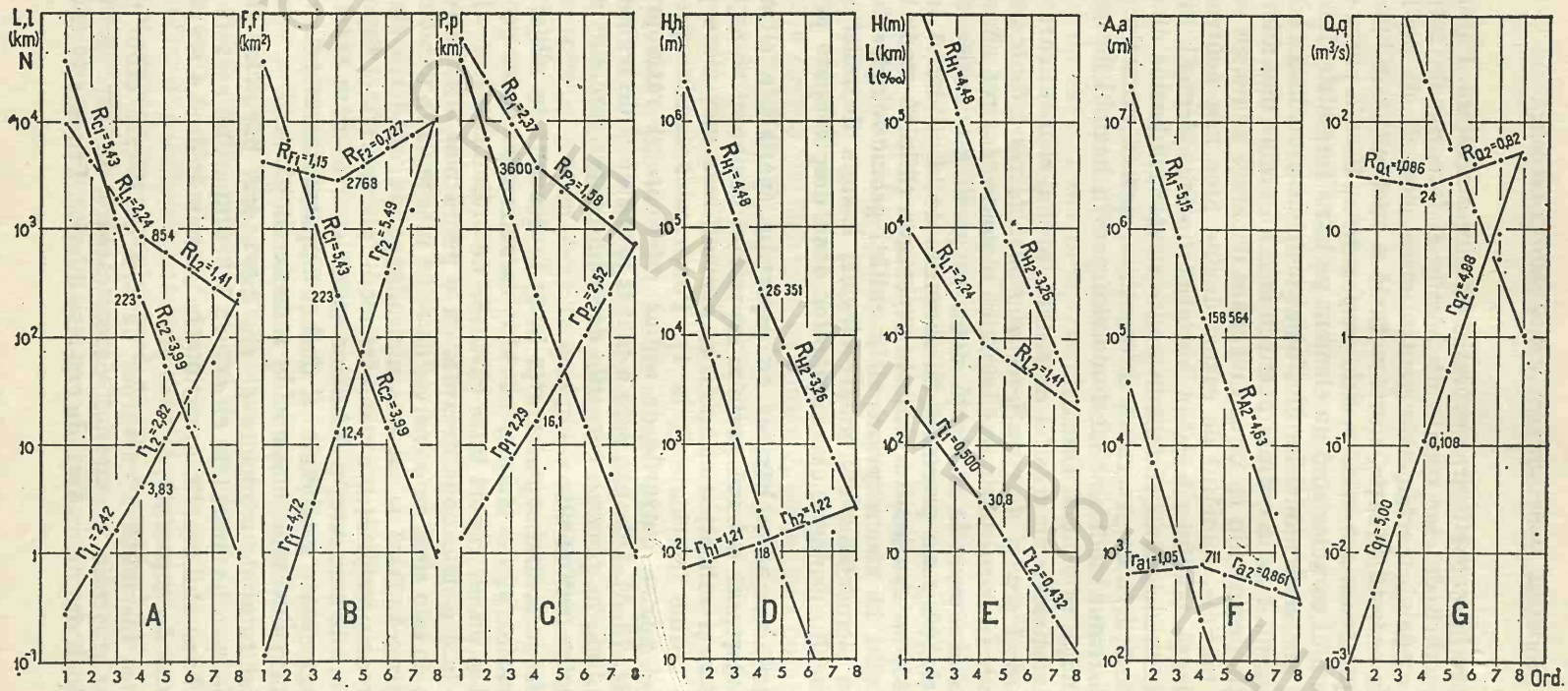


Fig. 75. — Sistemul modelelor morfometrice pentru bazinul hidrografic al rîului Ialomița.

A, Modelul lungimilor medii; *B*, modelul suprafețelor medii; *C*, modelul perimetrelor medii; *D*, modelul diferențelor de nivel medii; *E*, modelul pantelor medii; *F*, modelul altitudinilor medii; *G*, modelul debitelor medii.

BCU IAȘI CENTRALA UNIVERSITARĂ LIBRARY

tică pentru cursurile de ordine inferioare (1 la 4), iar cea de-a doua pentru cele de ordine superioare (5 la 8) (fig. 75 A) (tabelul nr. 1).

Lungimea totală a rețelei de drenaj din cadrul bazinului Ialomița este de 18 206 km și se determină pe baza formulei (32).

Pornind de la lungimea totală se poate ajunge la calcularea densității de drenaj care, pentru bazinul Ialomița în ansamblu, are valoarea de 1,89 km/km^2.

Modelul lungimilor medii ale cursurilor de ordine succesive se obține pe baza raportului celor două șiruri determinate, respectiv al lungimilor însumate și al numărului de cursuri de fiecare ordin. Rația noului șir rezultă din cîtul rațiilor pentru cele două șiruri luate în calcul. Ceea ce se remarcă în cazul lungimilor medii este faptul că diferența între rațiile celor două drepte determinate este foarte mică, în multe cazuri fiind una singură. Iată de ce este necesar să se analizeze și suma lungimii cursurilor de ordine succesive, ea putînd avea o semnificație geomorfologică foarte importantă.

În cazul progresiei lungimilor medii se constată o rație mai mare la ramura determinată de cursurile de ordine superioare, în timp ce suma lungimii acestora crește mai puțin. Pentru bazinul Ialomița, cursurile de ordine superioare dezvoltîndu-se mai mult în zona cîmpiei piemontane și de subsidență, numărul lor se micșorează, dar le crește în schimb lungimea ca urmare a fenomenelor de meandrare, a creșterii coeficientului de sinuozitate, de unde și o lungime medie mai mare a cursurilor de fiecare ordin.

Pentru determinarea *modelului suprafețelor* bazinelor de ordine succesive este de asemenea necesar să se însumeze suprafața bazinelor aferente fiecărui ordin în parte. Și în acest caz rezultă două progresii geometrice specifice bazinelor de ordine inferioare și superioare.

Faptul că suma suprafeței bazinelor de ordine inferioare determină o progresie geometrică descrescătoare, pune în evidență o puternică acțiune de fragmentare a bazinelor de drenaj, de micșorare continuă a suprafețelor aferente fiecărui bazin, paralel cu micșorarea suprafețelor interbazinale (fig. 75 B) (tabelul nr. 1).Deoarece această acțiune este în strînsă legătură cu creșterea sumei lungimilor, înseamnă că o creștere a gradului de fragmentare duce la creșterea densității de drenaj, la scurtarea lungimii scurgerii de pantă și, corespunzător, la o creștere a coeficientului de scurgere, o accelerare a procesului de formare și transmitere a undelor de viitură etc.

În cazul suprafețelor medii, diferențele dintre cele două progresii sînt destul de mici, încît, dacă nu s-ar analiza în raport cu sumele suprafețelor, diferențierea lor nu ar fi deloc sezizabilă (fig. 75 B).

Modelul perimetrelor, concretizat prin cîte două progresii pentru sume și două pentru valorile medii ale perimetrelor de ordine succesive, confirmă aceeași diferențiere a bazinelor de ordine inferioare și superioare (fig. 75 C). Analizînd curba de frecvență a lungimii perimetrelor bazinelor pentru fiecare ordin, se remarcă aceeași asimetrie pozitivă pronunțată, fapt care confirmă, ca și în cazul suprafețelor, tendința de fragmentare a reliefului prin creșterea numărului de bazine și a sumei perimetrelor, paralel cu scăderea valorilor medii.

Tabelul nr. 1

Datele pentru modelele morfometrice ale bazinului hidrografic I a l o m i ț a

Parametrul		Ordinul 1	2	3	4	5	6	7	8	Raţia progresiei
Numărul de segmente de riu (N)	m	36 105	6 577	1 183	223	53	14	5	1	$R_1 = 5{,}43$
	c	35 702	6 575	1 210	223					
	c					55,9	14	3,51	0,88	$R_2 = 3{,}99$
Suma lungimilor L (km)	m		4 291	1 860	854	600	426	281	575	
	c	9 598	4 285	1 912	854					$R_{L_1} = 2{,}24$
	c					606	429	305	216	$R_{L_2} = 1{,}41$
Lungimea medie l (km)	m		0,652	1,58	3,83	11,3	30,4	56,2	257	
	c	0,269	0,653	1,58	3,83					$r_{l_1} = 2{,}42$
	c					10,8	30,4	85,9	242	$r_{l_2} = 2{,}82$
Suma suprafeţelor F (km²)	m		3 657	3 195	2 768	3 759	5 582	7 210	10 000	
	c	4 209	3 660	3 185	2 768					$R_{F_1} = 1{,}15$
	c					3 807	5 237	7 204	9 908	$R_{F_2} = 0{,}727$
Suprafaţa medie f (km²)	m		0,556	2,70	12,4	70,9	399	1 442	10 000	
	c	0,117	0,556	2,63	12,4					$r_{f_1} = 4{,}72$
	c					68,1	374	2 051	11 264	$r_{f_2} = 5{,}49$
Suma parametrilor P (km)	m		20 191	8 526	3 600	2 062	1 442	1 218	712	$R_{P_1} = 2{,}37$
	c	47 923	20 220	8 532	3 600					$R_{P_2} = 1{,}58$
	c					2 278	1 442	912	578	

BCU IAȘI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Perimetrul mediu p (km)	m	1,34	3,07	7,21	16,1	38,9	103	244	712	$r_{p_1} = 2,29$
	c		3,07	7,03	16,1	40,6	102	258	649	$r_{p_2} = 2,52$
Suma diferențelor de nivel H (m)	m	2 369 360	528 391	117 909	26 351	7 506	2 469	711	70	$R_{H_1} = 4,48$
	c		528 875	118 052	26 351	8 083	2 479	760	233	$R_{H_2} = 3,26$
Diferențele de nivel medii h (m)	m	66,7	80,4	99,7	118,2	141,6	176,3	142,2	70,0	$r_{h_1} = 1,21$
	c		80,7	97,7	118,2	144	175,9	214,6	261,8	$r_{h_2} = 1,22$
Panta medie a rețelei i (m/km)	m	246,4	123,1	63,4	30,8	12,5	5,79	2,53	0,271	$r_{i_1} = 0,500$
	c		123,2	61,6	30,8	13,3	5,75	2,48	1,07	$r_{i_2} = 0,432$
Suma altitudinilor medii A (m)	m	21 671 014	4 207 147	816 835	158 564	32 527	7 393	2 225	339	$R_{A_1} = 5,15$
	c		4 207 000	816 763	158 564	32 246	7 396	1 597	345	$R_{A_2} = 4,63$
Media altitudinilor medii a (m)	n	614	639,7	690	711	614	528	445	339	$r_{a_1} = 1,05$
	c		644	677	711	612	527	454	390	$r_{a_2} = 0,861$
Suma debitelor Q (m³/s)	m	30,8	28,4	26,16	24,09	26,2	38,0	43,5	44,5	$R_{Q_1} = 1,086$
	c			26,16	24,09	29,3	35,7	43,5	53,0	$R_{Q_2} = 0,820$
Debitele medii q (m³/s)	m	0,00086	0,0043	0,0216	0,108	0,495	2,72	8,71	44,5	$r_{q_1} = 5,00$
	c			0,0216	0,108	0,528	2,57	12,5	61,0	$r_{q_2} = 4,88$

m = date măsurate; c = date calculate.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Modelul diferențelor de nivel este foarte important pentru procesele de eroziune și de modelare din cadrul sistemului hidrografic Ialomița. O diferență mare de nivel a cursurilor de ordine succesive implică, în raport cu lungimea acestora, bineînțeles, pante mai accentuate, după cîte vom vedea și, deci, și un potențial eroziv mai accentuat al cursurilor. În acest caz se constată că pentru sume se obțin progresii geometrice descrescătoare, în timp ce diferențele medii formează o progresie geometrică crescătoare, cu rații foarte apropiate de unitate.

La acest model se constată că diferențele medii de nivel pentru cursurile de ordinul 7 și 8 au valorile mult mai mici decît ar trebui. Faptul are implicații asupra pantelor în special pentru cursul inferior al Ialomiței și probabil că se datorește în bună parte fenomenelor desfășurate în decursul timpului în zona de subsidență. Tendința de lăsare din această zonă a micșorat foarte mult diferența de nivel dintre punctul inițial (confluența Prahovei cu Teleajenul) și final al cursului de ordinul 8 al Ialomiței. Ca urmare, valoarea obținută pentru acest curs se abate foarte mult de la legitatea respectată fidel de primele șase ordine (fig. 75 D) (tabelul nr. 1).

Modelul pantelor medii ale cursurilor de ordine succesive se poate determina, după cum am văzut, pe mai multe căi. În cazul de față folosim raportul celor două șiruri determinate de suma diferențelor de nivel și de suma lungimii cursurilor de ordine succesive (fig. 75 E) (tabelul nr. 1).

La modelul pantelor medii se constată că, cu cît rația are valori mai apropiate de unitate, cu atît diferențele între pantele medii ale cursurilor de ordine succesive sînt mai mici și invers. Este evident că cele mai mari valori ale pantelor revin cursurilor de primul ordin și cele mai mici cursului principal. În cazul cursului de ordinul 8 al Ialomiței, după cum am văzut și la diferențele de nivel, pantele reale sînt mult mai mici decît ar trebui. Astfel, dacă panta reală este de 0,27‰, conform legii pantelor, ea ar trebui să fie de 1,07‰, deci de peste 3 ori mai mare. Explicația se găsește desigur în analiza evoluției paleogeografice a cursului său inferior. Implicațiile sînt însă legate de scăderea bruscă a capacității de transport și aceasta cu consecințe evidente în zona cîmpiei piemontane și de subsidență, fără a mai considera puternica acțiune de aluvionare a albiei și de eroziune laterală, urmată de formarea meandrelor, a belciugelor și a cursurilor părăsite. Pentru cursurile de ordinul 7, deși diferențele de nivel medii se abat de la legitate, fiind mai mici, și lungimile medii sînt proporțional mai mici, încît pantele medii ale acestui ordin se încadrează în legitate.

Acest model se verifică foarte bine și considerăm că este modelul cel mai dinamic, răspunzînd imediat la modificările fluxului de materie care circulă prin rețeaua de albii. Pentru realizarea lui, energia cursului de apă acționează paralel asupra micșorării diferențelor de nivel sau a modificării lungimii cursului respectiv. Desigur că procesele intime de realizare a acestei tendințe sînt destul de complicate și nu fac obiectul prezentei lucrări, în cazul de față interesîndu-ne doar morfometria rezultată.

Modelul altitudinilor medii ale bazinelor hidrografice de ordine succesive se determină pornind tot de la șirul sumelor și al numărului de bazine de ordine succesive (fig. 75 F) (tabelul nr. 1) Pentru bazinul Ialomița, acest model arată o progresie geometrică crescătoare cu rația foarte apropiată de unitate pentru bazinele de ordine inferiore și descrescătoare

pentru cele de ordine superioare. În alte situații, valorile medii ale acestui element pot pune în evidență și un șir monoton sau descrescător. În timp, evoluția altitudinii medii este destul de lentă și odată realizat un echilibru, el se modifică mai încet. Analiza modelului poate aduce însă unele precizări asupra mișcărilor de ridicare sau de coborîre care pot afecta parțial sau total bazinele hidrografice.

Modelul debitelor medii ale bazinelor de ordine succesiv crescînde scoate în evidență o progresie geometrică crescătoare, avînd ca și în cazul valorilor însumate două progresii pentru cele două categorii de bazine (fig. 75 G) (tabelul nr. 1).

Acest model, de regulă, este mult mai concludent dacă se analizează bazine hidrografice situate în condiții fizico-geografice similare. În astfel de situații, modelul trebuie analizat în raport cu cel al suprafețelor și al numărului de bazine, putînd da indicații asupra gradului de fragmentare și chiar a debitelor de apă aferente suprafețelor interbazinale de diferite ordine. Modelul debitelor medii, astfel stabilit, se poate corela cu altele pentru a căuta relațiile de interdependență și de cauzalitate a fenomenelor deosebit de complexe, care stau la baza evoluției în timp și a repartiției spațiale a acestora.

Lista modelelor morfometrice poate fi sporită și cu alte elemente de interes hidrologic sau geomorfologic. Se poate astfel găsi un model a unghiurilor de confluență, al volumului bazinelor de ordine succesive, al reliefului acestora etc., toate urmînd legi de evoluție bine precizate, care pot fi puse în evidență și folosite în funcție de scopul urmărit.

Modelele analizate, atît pentru bazinul Ialomița, cît și pentru o serie întreagă de alte bazine mai mici, dovedesc că actuala structură a drenajului este rezultatul unui lung proces de evoluție. Ea se dezvoltă și evoluează după legi obiective bine stabilite, în funcție de care toate elementele morfometrice tind spre realizarea unei stări de echilibru. Dar, în acest proces de evoluție continuă, morfometria bazinelor hidrografice trebuie întotdeauna considerată ca o rezultantă a acțiunii reciproce a factorilor de relief, rocă, vegetație, soluri, cu cei hidrometeorologici. În acest context, evoluția și dimensionarea parametrilor morfometrici se face în deplină concordanță cu cantitatea de masă și de energie pe care sistemul o primește și o cedează mediului înconjurător.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

MORFOMETRY OF THE HYDROGRAPHIC BASINS

Summary

As basic unit of the landscape, the hydrographic basin may be studied by using the principle of the system theory. According to this latter, the hydrographic basin is considered to be an open system which permanently carries out mass and energy changes with the environment. The inputs of matter and energy appear as precipitations, underground supply, results of man's activity, solar radiation, etc. The matter and energy outputs are represented by the liquid, solid and chemical drainage, by evapotranspiration, by the underground wastes or by the human activities consequences. Within this framework, the present state of any hydrographic basin equals a moment of the dynamic equilibrium, between the two groups of factors and the variables that define the individuality of the basin (rocks, relief, soil, vegetation).

Following this brief review of introductive terms necessary to the understanding of the formation and evolution mechanism of the river bed network and of the hydrographic basins, the description of the main morphometric parameters, carried out in al ogical succession, follows. They quantitatively express some special features at a given moment.

Since these parameters are directly related to the river network, the work starts by analyzing the elementary processes (pluviodenudation, surface erosion, streaming) which result in the development of the first forms of organized flow-down (gullies and ravines, etc.) and afterwards to the individualization of the river bed network .Once this process carried out the dimensioning of its morphometric elements starts according to the amount of matter and energy received and to the physicogeographical peculiarities. In order to evidence the rules, the evolution of these parameters tends to under the given circumstances, the analysis of a large number of basins occurring in various geographical conditions should be necessarily carried out. This task requires, in the first place, the choice of a river-network classification system. The work gives the main characteristic features of the classification systems used, starting with that one drawn up by Gravelius in 1914 and up to the most recent hierarchization attempts of the variously sized river segments (Horton, Panov, Strahler, Scheidegger, Shreve). The system adopted is that one proposed by Horton, slightly modified by Panov and Strahler, since the genetic ground of this latter allows a comparative analysis of the variously dimensioned hydrographic basins.

Further of the hierarchization of the drainage network, the estimation of the number of segments in each are carried out, and finally, the law of the river number is reached this way. This law was checked up in

a large number of basins, occurring both in Romania and in other areas of the planet (USA, Brasil) and was found out that the law formulated by Horton in 1945 should be slightly changed in order to become applicable to any situation. A series of suggestions intended to settle some gaps of the *Horton-Strahler* classification system were also brought, as, for instance, the determination of the real size order of a hydrographic basin etc.

Since a lot of morphometric and hydrologic parameters depend upon the surface of any hydrographic basin, the peculiarities of this latter are analyzed, emphasis being laid în the determination of the surfaces required by the development of variously sized basins, as well as on the surface required by the organization of the superficial flow-dovn according to lithology, etc.

Both in the case of surfaces and in that one of other elements of the river network or of the hydrographic basins, three geometrical progressions may be pointed out :

— *the first one* is related to the number of river segments or of the basins of successively increasing order, and is always a decreasing one. The top value corresponds to the smallest order and the smallest value to the biggest order :

— *the second one* is given by the row in which each term, going from the smallest to the biggest one, represents the sum of all the individual values in all the cases existing in an order. The progression resulted may be a decreasing one in some elements (length, perimeter, level differences, altitudes) or it may oscillate around a monotonous row, appearing now increasing, then decreasing (surfaces, water flows) :

— *the third one*, belonging to the mean values, results from the ratio of the first two progressions and is increasing in most the elements.

With each element analyzed, these three progressions, including the parameters which define them, precisely state the morphometric pattern of a given basin

As far as the surface is concerned, the morphometric pattern is defined for any basin by the progression of the summed surfaces, of the number of basins and of the mean surfaces of the successively-increasing-order basins. The work minutely presents the determination methods of the parameters defining each progression, and analyzes a series of morphometric patterns suitable to basins occurring under different physico-geographical conditions. The methodics of determining and analyzing the interbasinal surfaces, as indicator of the degree of relief fragmentation, of superficial drainage development, and of high-flow-wave formation and transmission, are further on reviewed.

The lenghts of the river network of the hydrographic basins are dealt with by determining, in the first place, the progressions which fix the morphometric pattern of the drainage. By strating from the relation existing between the sum of the lengths and the size order of the flows afferent to each order, an expression is found out which helps determining the total length of the river segments in a given basin.

The calculation of the mean length and width of the hydrographic basins is preceded by the presentation of the methods used in the world's

specialty literature and a new formula is suggested for determining these parameters by using the surface and perimeter of the basin under study.

The perimeter length plays an important part in defining the shape of the basin, and it is therefore analyzed also according to its size order. Finally the progressions are reached which define the morphometric pattern of the perimeters. Examples are given and a series of cases are analyzed comparatively which results in finding out that this pattern may precise the fragmentation degree of the relief by the hydrographic network. The basins having the same shape ratio there is even a relationship which exists between the perimeter ad the surface of the afferent basins.

Among the parameters which include length and surface sizes, one dwells upon the shape of the hydrographic basins. A series of indexes are thus comparatively analyzed which are quoted as being used in world's specialty literature, and the utilization of the shape ratio as valuable parameter in the formation and transmission of the highflood waves is recommended as pointing to the intensity of the denudation and evolution of the hydrographic basins. Within the framework of these parameters, expressions for determining the density of the number of river fragments or of the frequency of these latter, for calculating the drainage density, etc. are also given.

Length sizes are also shown by the level differences of the utmost points of the rivers segments and of the hydrographic basins for which geometrical progressions required by the drainage patterns are finally established. By strating from the characteristic points and plans which define the altimetric position of any hydrographic basin, the terms of altitude and height of the basins are defined for which different morphometric patterns are given, as well.

A parameter resulting from the level and height differences is represented by the slope of the river beds. The morphohydrographic processes occurring in the river beds, the intensity of the erosion, transport and accumulation phenomena greatly depend upon the slope. This latter appears to be the very element which displays the most rapid trend to achieve a new equilibrium stateddepending upon the factors that determine it, namely by the water flows, in the first place.

The determinations carried out helped finding out that the middle slopes of the successively-increasing-order flows form up a decreasing geometrical progression according to the increase of the size order of the hydrographic channels. By starting from the rows evidence by the level differences and by the lengths of river segments of various orders, one may arrive at determining an expression through which the mean slope of the drainage network may be calculated in a given hydrographic basin. This parameter is obviously important to the whole gamut of hydrologic and geomorphologic processes which go on at the surface of the hydroraphic basins. A correlation settled between this parameter and the mean slope of the basin surface, for instance, shows that these two elements are tied to each other by a direct relationship exhibiting a rather proper correlation coefficient.

This fact assumes a slope of the hydrographic-basin surface depending to a extent upon that one of the river network which drains it. The connexion of these two elements tends to carry out an equilibrium within

the frame work of each hydrographic system, according to the local physico-geographical conditions.

As already seen, the physico-geographic factors play an important role in dimensioning the morphometric elements. The resistance of the geological substratum is a factor to be outlined in the first place, since it largely influences the dimensioning of the hydrographic basin surface, of the height differences, of the mean slope, etc.

By following up the connexion which exists between the mean slope of the basin surface of the drainage network and the resistance of the geological substratum, a direct relationship is observed between these two elements, different situations being however evidenced for both the consolidated and the nonconsolidated rocks.

When studying the various phenomena occurring in the hydrographic basins, the hypsographic curves appear to be tremendously useful since they suggestively emphasize the surface distribution corresponding to different altitude levels. This principle may be also used when representing other elements which depend upon altitude, e.g. precipitations, evapotranspiration, runoff, thickness and duration of the snow stratum, wood-covered surface, etc. According to the aim had in view, hypsographic curves expressed in absolute and in per cent units may be used, if the achievement of some comparative studies is intended to. The two methods are critically analyzed, the advantages and limits of each of them being pointed out.

The analysis of the longitudinal profiles, although appearing very important to the studies of geomorphology and hydrology, still remains very rigid, since the river bed phenomena as domain of interference between geomorphology, hydrology and hydraulics, exhibit a high complexity degree. It is an already known fact that the number of factors which contribute the achievement of a certain form of the longitudinal profile is rather great and a method able to determine the weight of each factor was not found out so far. Yet, for analyzing the form shown by a longitudinal profile of a hydrographic channel, several methods are given. To these latter, there is also an average profile of the whole river network in agiven basin which is added and is built up according to the data calculated trough the Horton—Strahler classification system.

After analyzing the main morphometric elements of the hydrographic basins and of the river network, those elements are emphasized which influence the hydrologic-parameter dimensioning. Most of the relationships between the characteristic hydrologic features and the surface of the hydrographic basins, the average altitude, the length and mean slope of the main river, the mean basin slope, etc. being known, emphasis is not laid upon all these latter, but upon the connexion existing between te runoff and the size order of the hydrographic basins. The law of the runoff, the relationship between the runoff and the mean surface of the successively-increasing-order basins, as well as the relationship between the average slopes of the drainage network and the mean runoff of the corresponding-order basins are further on analyzed.

Finally, some examples are given of the morphometric patterns determined for 8 th order basin (Ialomița) showing a basin surface of

about 10,000 sq km, and which is extended over three big relief units, each of them playing an important part in the dimensioning of the morphometric parameters.

All the patterns presented prove that the dimensioning of these characteristic features is tied to the potential energy of the respective system and to the mass and energy transfer which is carried out in the course of time in the given system.

The laws presented which result from the actual structure of the hydrographic network undoubtfully represent the stage of a long evolution process and a moment of the trend to achieving an equilibrium state. Moreover, these laws prove that the natural phenomena, so various and complex as they are, are developing according to well defined laws the man should solidly know in order to foresee their evolution trend and to use them to his own profit.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY



BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BIBLIOGRAFIE

Apollov B. A. (1963), *Ucenie o rekah*, Izd. Mosk. Univ., Moscova.

Badea L. şi Niculescu Gh. (1964), *Harta morfostructurală a Subcarpaţilor dintre Slănicul Buzăului şi Cricovul Sărat*, St. cerc. geol., geogr., Seria geogr., **11**, Bucureşti.

Banu A. (1945), *Depresiunea Podenilor*, Rev. geogr., **II**, fasc. I—IV.

Baulig H. (1959), *Morphométrie*, Ann. Géogr., Nr. 369, **LXVIII**, sept.—oct.

Bertalanffy L. V. (1956), *General system theory*, Gen. Syst. Yearbook, **1**.

Birot P. (1961), *Réflexions sur le profil d'équilibre des cours d'eau*, Ann. Géomorphol., **5**, *1*, *2*, *3*.

Bloh L. S. (1971), *Prakticeskaia nomografia*, Izdatelstvo „Vîsşaia şcola" Moscova.

Bowden K. L. and Wallis, J. R. (1964), *Effect of stream-ordering technique on Horton's laws of drainage composition*, Geol. Soc. amer. Bull. **75**.

Brătescu C. (1967), *Opere alese*, Edit. ştiinţifică, Bucureşti.

Carlston C. W. (1963), *Drainage density and streamflow*, U.S. Geol. Survey Prof. Paper, **422 C**, Washington.

Carlston C. W. and Langbein W. B. (1960), *Rapid approximation of drainage density : line intersection method*, U. S. Geol. Survey Water Resources. Div. Bulletin **11**.

Cebotarev A. I. (1957), *Hidrologia uscatului şi calculul scurgerii riurilor*, **I**, Bucureşti.

Chiriţă C. D. (1955), *Pedologie generală*, Edit. agrosilvică Bucureşti.

Chorley, R. J., Malm D. E. G. and Pogorzelski H. A. (1957), *A new standard for estimating drainage basin shape*, Amer. J. Sci., **255**.

Chorley R. J. (1957), *Climate and morphometry*, J. Geol., **65**.

— (1958), *Aspects of the morphometry of a „Poly-Cyclic" drainage basin*, Geographical Journal, Part. *3*.

— (1962), *Geomorphology and general systems theory*, U.S. Geol. Survey, Prof. Paper, **500—B**.

Chorley R. J., Haggett P. (1967), *Models in Geography*, Londra.

Chorley R. J. and Kennedy B. A. (1971), *Physical Geopgraphy : A systems approach*, Londra.

Christofoletti A. (1969), *Análise morfométrica das bacias hidrograficás*, Noticia Geomorfologica, **9**, *18*.

— (1970), *Análise morfométrica das Bacias hidrograficás do Planalte de Pocos de caldas* (MG), Rio Claro

Cole J. P. (1969), *Mathematics and Geography*, Geography, **54**, *243*, part. II.

Coteţ P. (1951), *Geomorfologia*, Manualul inginerului de mine, Secţ. VI, Edit. tehnică, Bucureşti.

— (1954), *Metode de reprezentări cartografice*, Edit. tehnică, Bucureşti.

— (1971), *Geomorfologie cu elemente de geologie*, Edit. didactică şi pedagogică, Bucureşti.

— (1973), *Geomorfologia României*, Edit. tehnică, Bucureşti.

Davigneaud P., Tanghe M. (1962), *Ecosystèmes et biosphère*, Bruxelles.

Diaconu C. (1966), *Altitudinea, unul din criteriile de bază pentru organizarea reţelelor hidrometeorologice în zonele de munte*, Studii de hidrologie, XVIII, Bucureşti.

— (1969), *Elementele statistice ale reţelei hidrografice a României*, Hidrot., gosp. apelor, meteor., **14**, *12*.

— (1971), *Probleme ale scurgerii de aluviuni a riurilor României*, St. hidrol., **XXXI**, Bucureşti.

Diaconu C., Lăzărescu D. (1965), *Hidrologia*, Edit. didactică şi pedagogică, Bucureşti.

Dury G. H. (1960), *Misfit streams : problems in interpretation ; discharge, and distribution*, Geogr. Review, **L**, *2*.

Ellison W. D. (1952), *Raindrop energy and soil erosion*, Emp. Jl. Exp. Agr., **XX**, *78*.

Feodoroff A. (1965), *Mécanismes de l'érosion par la pluie*, Rev. géogr. phys., géol. dynamique, Série II, **VII**, *2*.

Gâştescu P. (1960), *Consideraţiuni morfometrice asupra limanelor din cursul Ialomiţei*, Probl. geogr., **VII**.

BCU Cluj / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

GÂȘTESCU P. (1971), *Lacurile din România. Limnologie regională*, Edit. Academiei R.S. România, București.
GREGORY S. (1973), *Statistical Methods and the Geographer*, Longmans, Londra.
HACK J. T. (1957), *Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland*, U. S. Geol. Survey, Professional Paper, **294 B.**, Washington.
HAGGETT P., CHORLEY R. J. (1969), *Network Analysis in Geography*, Arnold, Londra.
HALL A. D., FAGEN R. E. (1965), *Definition of system*, Gen. Syst. Yearbook, **1.**
HIRSCH F. (1961), *Analyse morphométrique des réseaux fluviatiles*, Strasbourg.
— (1963), *Estimation des débits des cours d'eau*, Bull. Ass. intern., Hydrol. sci., Belg., **8**, *4*.
— (1965), *Application de la morphométrie à l'hydrologie*, Rev. géomorphol. dynamique, **15**, *10*, *11*, *12*.
HORTON R. E. (1945), *Erosional development of streams and their drainage basins : hydrophysical approach to quantitative morphology*, Geol. Soc. Amer. Bull., **56**.
JOVANOVIĆ P. S. (1940), *Les profils fluviatiles en long, leurs formes et leur genèse*, Paris.
KING CUCHLAINE A. M. (1966), *Techniques in geomorphology*, Londra.
LAMBERT R. (1968), *Recherche de la structure hydrologique d'un bassin-versant*, Ann. Géogr., LXXVII, 6.
LANGBEIN W. B. (1964), *Geometry of river channels*, Journal of the Hydraulics division, Proc. Amer. Soc. Civil. Eng., **HY 2**, 90.
LANGBEIN W. B., SCHUMM S. A. (1958), *Yield of sediment in relation to mean annual precipitation*, Trans. Amer. Geophys. Union, **39**.
LANGBEIN W. B. and LEOPOLD L. B. (1964), *Quasi-equilibrium states in channel morphology*, Amer. J. Sci., **262**, *6*.
LEOPOLD L. B., and MILLER J. P. (1956), *Ephemeral streams hydraulic factors and their relation to the drainage net*, U.S. Geol. Survey, Prof. Paper **282 A**, Washington.
LEOPOLD L. B., WOLMAN M. G., MILLER J. P. (1964), *Fluvial Processes in Geomorphology*, Freeman, San Francisco.
MAKAVEEV N. I. (1955), *Ruslo reki i erozia v ee basseine*, Izd.-Akad. Nauk S.S.S.R., Moscova.
MAXWELL J. C. (1955), *The bifurcation ratio in Horton's law of stream numbers* (abstract), Trans. Am. Geophys. Union., **36**.
MEHEDINȚI S. (1931), *Terra*, București.
MELTON M. A. (1957), *An analysis of the relations among elements of climate, surface properties and geomorphology*; Office of Naval Research, Geography Branch, Projet NR 389—042, Technical Report **11**, New York.
— (1958), *Correlation structure of morphometric properties of drainage systems and their controlling agents*, Journal of Geol., **66**.
MERLIN P. (1966), *Résultats d'une analyse morphométrique de quelques massifs montagneus Nord-Africans*, Acta Geographica, mars.
MICALEVICH-VELCEA VALERIA (1961), *Masivul Bucegi, Studiu geomorfologic*, Edit. Academiei R.P.R.
MIHĂILESCU V. (1966), *Dealurile și cîmpiile României*, Edit. științifică, București.
— (1968), *Geografie teoretică*, Edit. Academiei R.S. România, București.
— (1969), *Geografia fizică a României*, Edit. științifică, București.
MILLER J. P. (1956), *Ephemeral streams. Hydraulic factors and their relation to the drainage net*, U.S. Geol. Survey, Prof. Paper, *262*, *A*, Washington.
MILTON L. E. (1966), *The geomorphic irrelevance of some drainage net laws*, Australian geograph. St. J., **IV**, *2*.
— (1967), *An analysis of the laws of drainage net composition*, Bull, A I H S, **XII**, *4*.
MOCIORNIȚĂ C. (1961), *O metodă aproximativă de determinare a debitelor maxime pe riurile din R.P.R.*, St. hidrol., **1**, București.
— (1964), *Unele rezultate ale studierii scurgerii maxime pluviale pe riurile din Republica Populară Română*, St. hidrol., **XI**, București.
MORARIU T., SAVU A. (1954), *Densitatea rețelei hidrografice din Transilvania, Banat, Crișana și Maramureș*, Probl. geogr., **1.**
— (1959), *Fragmentarea medie a reliefului Republicii Populare Române*, Probl. geogr., **VI.**
MORARIU T., PIȘOTA I., BUTA I. (1962), *Hidrologia generală*, Edit. didactică și pedagogică, București.
MORARIU T., VELCEA VALERIA (1971), *Principii și metode de cercetare în geografia fizică*, Edit. Academiei R.S. România, București.

Morisawa M. E. (1959), *Relation of quantitative geomorphology of stream flow in representative watersheds of the Appalachian plateau province*, Office of Naval Research, Geography Branch, Project N R 389—042, Technical Report 20.
— (1962), *Quantitative geomorphology of some watersheds in the Appalachian plateau*, Geol. Soc. Amer., Bull., **73**, 1025—46, New York.
— (1967), *Relation of discharge and stream length in eastern United States*, Proc. Int. Hyd. Symp., Fort Collins, Colorado.
Moţoc M., Munteanu S., Băloiu V., Stănescu P., Mihai C. (1975), *Eroziunea solului şi metodele de combatere*, Edit. Ceres, Bucureşti.
Neamţu V. (1961), *Consideraţii generale asupra determinării densităţii reţelei hidrografice*, Meteorol., hidrol., gosp. apelor, *3*.
Niculescu Gh. (1960), *Cîmpia piemontană înaltă a Cricovului Dulce (observaţii geomorfologice)*, Probl. geogr., **VII**.
— (1962), *Terasele Teleajenului în zona subcarpatică cu privire specială asupra mişcărilor neotectonice cuaternare*, Probl. geogr., **IX**.
Oghievskii A. V. (1955), *Hidrologia uscatului*, **1**, Inst. Doc. Tehnică, Bucureşti.
Ollier C.D. (1968), *Open systems and dynamic equilibrium in geomorphology*, Australian Geogr. St., **6**, *2*.
Ongley E. D. (1968), *Towards a precise definition of drainage basin axis*, Australian Geogr., St., **6**, *1*.
Peguy Ch. P. (1942), *Principes de morphométrie alpine*, Rev. Géogr. alpine.
Platagea Gh., Popa Gh. (1961), *Studiul debitelor maxime pe riurile dintre Ialomiţa şi Trotuş*, Meteorol., hidrol., gosp. apelor, **VI**, *1*.
— (1962), *Variaţia caracteristicilor reţelei hidrografice dintre Ialomiţa şi Trotuş*, Probl. geogr., **IX**.
Popp N. (1939), *Subcarpaţii dintre Dîmboviţa şi Prahova. Studiu geomorfologic*, Bucureşti.
Posea Gr., Popescu N., Ielenicz M. (1974). *Relieful României*, Edit. ştiinţifică, Bucureşti.
Preda D. (1924), *Geologia şi tectonica părţii de răsărit a jud. Prahova*, An. Inst. Geol., **X**, Bucureşti.
Preda I. (1965), *Geologie inginerească*, Edit. didactică şi pedagogică, Bucureşti.
Rémeniéras G. (1960), *L'hydrologie de l'ingénieur*, Paris.
Rjaniţin N.A. (1960), *Morfologhiceskie i ghidrologhiceskie zakonomernosti stroenia recinoi seti*, Ghidrometizdat, Leningrad.
Roşca D. (1959), *Hidrologia agricolă*, Edit. Agrosilv. Bucureşti.
Roşu Al. (1973), *Geografia fizică a României*, Edit. didactică şi pedagogică, Bucureşti.
Scheidegger A.E. (1961), *Theoretical geomorphology*, Berlin.
— (1965), *The algebra of stream-order numbers*, U.S. Geol. Survey, Prof. Paper, **525,B**, Washington.
Schumm S.A. (1954), *The relation of drainage basin relief to sediment loss*, Intern. Assoc. Sci. Hydrol. Publ., **36**.
— (1956), *The evolution of drainage systems and slopes in Badlands at Perth Amboi, New Jersey*, Geol. Soc. Amer., Bull, **67**, New York.
Searcy J. K. and Hardison H. (1960), *Double-Mass Curves*, Geol. Survey water-supply paper **1541—B**, Washington.
Shreve R.L. (1966), *Statistical law of stream numbers*, Journ. Geol., **74**, *1*.
— (1969), *Stream lengths and basin areas in topologically random channel Networks*, Journal Geol., vol. **77**, *4*.
Shue Tuck Wong (1963), *A multivariate statistical model for predicting mean annual flood in New England*, Annals of the Assoc. of Amer. Geogr., **53**, *3*.
Smart J.S. (1968), *Statistical properties of stream lengths*, Water Resources Research, *4*, *5*.
Souchez R. (1961), *Pente d'équilibre de creusement et force tractrice*, Bull. Soc. Royale Belge Géogr., Bruxelles, **25**, fasc. I—IV.
Spate O.H.K. (1960), *Quantity and quality in geography*, E. Assoc. Amer. Geogr., *4*.
Stehlik O. (1970), *Geografika rajonizace eroze pudy v CSR methodika zapracovani*, Studia geographica *13*, Brno.
Strahler A.N. (1952 a), *Dynamic basin of geomorphology*, Geol. Soc. Am., Bull., **63**.
— (1952 b), *Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography*, Geol. Soc. Am., Bull, **63**.
— (1956 a), *Dimensional Analysis in Geomorphology*, Bull. of the Geol. Soc. of Am.
— (1956 b), *Quantitative slope analysis*, Geol. Soc. Amer., Bull., **67**.
— (1957), *Quantitative analysis of watershed geomorphology*, Trans. Amer. Geophys. Union, **38**.
— (1958), *Dimensional analysis applied to fluvially eroded landforms*, Geol. Soc. Amer., Bull., **69**.

STRAHLER A. N., (1964), *Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks*, In V.T. Chow (Ed.), *Handbook of Applied Hydrology*, New York.
— (1966), *Physical Geography*, New York, London and Sydney.
— (1973), *Geografia fizică*, Edit. ştiinţifică, Bucureşti.
STRAHLER A. N., STRAHLER A. H. (1973), *Environmental Geoscience : Interaction between Natural Systems and Man*, Santa Barbara, California.
TRICART J. (1965), *Principes et méthodes de la Géomorphologie*, Masson, Paris.
TRICART J., HIRSCH F. (1960). *Relations entre le débit et la superficie des bassins fluviaux*, Ann. Geogr., **LXIX**, *375*.
TUFESCU V. (1966), *Modelarea naturală a reliefului şi eroziunea accelerată*, Edit. ştiinţifică, Bucureşti.
— (1966), *Subcarpaţii*, Edit. ştiinţifică, Bucureşti.
UJVÁRI I. (1956), *Unele probleme legate de densitatea reţelei hidrografice din R.P.R.*, Meteor., hidrol., *1*.
— (1959), *Hidrografia R.P.R.*, Edit. ştiinţifică, Bucureşti.
— (1972), *Geografia apelor României*, Edit. ştiinţifică, Bucureşti.
VÂLSAN G. (1916), *Cîmpia Română*, BSRG.
— (1940), *Morfologia văii superioare a Prahovei şi a regiunilor vecine*, B.S.R.G., **LVIII**.
VERHASSELT Y. (1961), *Essai de mise au point d'une méthode rapide de mesure de longueurs et de surfaces*, Bull. Soc. Royale Géogr., Bruxelles, **25**, fasc. I—IV.
VELIKANOV M.A. (1958), *Ruslovoi proţess*, Gos. Izdat. fiz. mat. lit., Moscova.
VLADIMIRESCU I. (1962), *Curs de hidrologie*, Edit. didactică şi pedagogică, Bucureşti.
WOLMAN M. G., and LEOPOLD L. B. (1957), *River flood plains : Some observation on their formation*, U.S. Geol. Survey, Prof. Paper, **282**, C. Washington.
ZĂVOIANU I. (1967), *Noi metode pentru determinarea densităţii reţelei hidrografice*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., seria geogr., **14**, *2*.
— (1968), *Caracteristicile morfometrice ale reţelei hidrografice din bazinul riului Doftana*, St. cerc. geol. geofiz., geogr., seria geogr., **XV**, *2*.
— (1969), *Determination of the drainage density of the hydrographic network based on Horton's laws*, Rev. roum. géol., géophys., géogr., Série de géogr., **13**, *2*.
— (1970), *Clasificarea cursurilor torenţiale din punct de vedere morfohidrografic*, St. cerc. de geol., geofiz. geogr., seria geogr., **XVII**, *1*.
— (1972), *The area required for the formation of various size basins and maintenance of their channels*, Rev. roum. géol., géophys., géogr., Série de géogr., **16**, *1*.
— (1972), *The relationship between drainage density and stream frequency*, Rev. roum, géol., géophys., géogr., Série de géogr., **16**, *2*.
— (1974), *Determination of the drainage net average slope in a given hydrographic basin*, Rev. roum. géol., géophys., géogr., Série de géogr., **18**, *2*.
— (1975), *A morphometric model for the surface area of hydrographic basins*, Rev. roum. géol., géophys., géogr., Série de géogr., **19**.
* * * (1966), *Monografia hidrologică a bazinului hidrografic al riului Ialomiţa*, St. hidrol. **XVI**, C.S.A. I.S.C.H. Bucureşti.
* * * (1966), *Parametri ai ploilor torenţiale utilizaţi în calculele hidrologice privind scurgerea maximă*. St. hidrol., **XVII**, C.S.A. I.S.C.H., Bucureşti.
* * * (1971), *Riurile României, monografie hidrologică*, I.M.H., Bucureşti.
* * * (1960), *Monografia geografică a R.P.R.*, vol. I, Edit. Academiei, Bucureşti.
* * * (1962), *Clima R.P.R.*, I, Inst. meteor., Bucureşti.

Universitatea Al. I. Cuza Iaşi
Biblioteca de Geologie-Geografie
Cota veche: Col. Iaşi
Preţul: 13,00 lei.

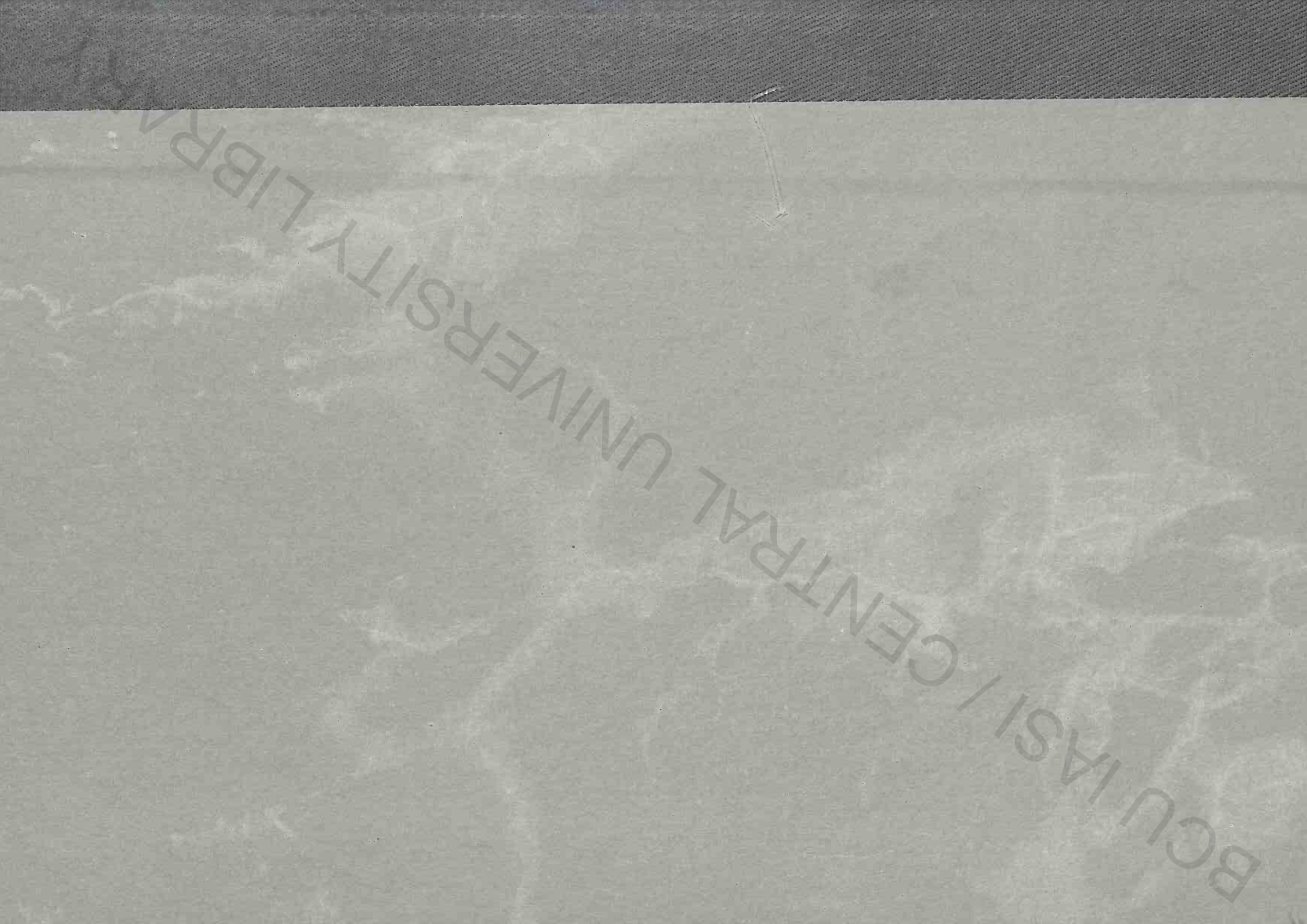
BCU IAŞI

Redactor: FLORINA GRECU
Tehnoredactor: ELENA BOBOC

Bun de tipar 16.XII.1977. Tiraj 1400 ex.
Format 16/70×100. Coli de tipar 11.
C.Z. pentru biblioteci mari: {*551.48.018:531.71* / *531.71:551.48.018*}
C.Z. pentru biblioteci mici: 551—48

cd. 373 I. P. INFORMAȚIA
Str. Brezoianu nr. 23 — 25,
București

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY


BCUIASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY